

**Petrologische Studien
im Grenzbereich Diagenese — Metamorphose**

Von

STEFAN MEISL

Wiesbaden

Mit 70 Abbildungen und 2 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1970

IN DIESER REIHE BISHER ERSCHIENEN:

- Heft 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 8 Abb., 10 Taf. vergriffen
- Heft 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf. vergriffen
- Heft 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 14 Abb., 2 Taf. 5,— DM
- Heft 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf. 7,50 DM
- Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe *arduennensis-intermedius* im Rheinischen Devon. 1953. 156 S., 45 Abb., 7 Tab., 18 Taf. 20,— DM
- Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 19 Abb., 3 Taf. 7,— DM
- Heft 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Abb., 3 Taf. 6,— DM
- Heft 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab. 12,50 DM
- Heft 9: RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 268 S., 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf. 17,— DM
- Heft 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 8 Abb., 4 Taf. 8,— DM
- Heft 11: STREMMER, H. E.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlern der Rheinebene. 1955. 79 S., 35 Abb., 28 Tab., 3 Taf. 7,— DM
- Heft 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünlandflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf. 5,50 DM
- Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf. 12,— DM
- Heft 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen a. Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagr., 5 Taf. 12,60 DM
- Heft 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf. 18,60 DM
- Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf. 7,— DM
- Heft 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf. 5,— DM
- Heft 18: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. Mit 6 Beiträgen von BEDERKE, BRAITSCHE, GABERT, MURAWSKI, PLESSMANN. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab. 13,— DM
- Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des reno-herzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf. 8,— DM

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 57

Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese — Metamorphose

Von

STEFAN MEISL

Wiesbaden

Mit 70 Abbildungen und 2 Tabellen

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1970

Inhalt

Einleitung	6
I. Anmerkungen zur Begriffsinventur des Problemkreises Diagenese – Metamorphose	7
II. Zur Diagenese psammitischer Sedimente an Beispielen des hessischen Buntsandsteins	11
1. Der angelieferte detritische Mineralbestand	12
2. Diagenetische Neubildungen	13
2.1. Quarzauthigenese	14
2.2. Feldspatauthigenese	21
2.3. Authigene Karbonate und ihre Beziehungen zu den übrigen detritischen oder authigenen Bestandteilen	23
2.4. Authigene Sulfate	26
2.5. Die übrigen Neubildungen (Tonminerale, Chlorit, Anatas, Goethit)	31
3. Die relative zeitliche Abfolge der diagenetischen Prozesse im hessischen Buntsandstein	33
III. Zur Diagenese basischer Tuffe; der Schritt von der Diagenese zur Metamorphose am Beispiel des Schalsteins (Lahn-Dill-Gebiet)	35
1. Die Palagonitisierung	35
2. Die mineralfazielle Stellung des Schalsteins	36
IV. Die Bedeutung von Pumpellyit für niedrigtemperierte Bildungsbereiche, insbesondere für die niedrigtemperierte Metamorphose	40
1. Der Stabilitätsbereich von Pumpellyit nach Naturbeobachtung und Experiment	40
2. Pumpellyit in Tiefengesteinen des Odenwaldes	42
3. Verbreitung und paragenetische Stellung von Pumpellyit in Diabasen des Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet und Kellerwald)	47
4. Chemische und röntgenographische Daten von Pumpellyiten	53
5. Pumpellyit in Metadiabasen des Soonwaldes (Hunsrück), mineralfazielle Stellung der Metamorphite im Soonwald	55
5.1. Petrochemie der Metadiabase im Hinblick auf geochemische Veränderungen während der niedrigtemperierten Metamorphose	61
V. Die mineralfazielle Stellung der Metamorphite im Taunus	64
1. Allgemeine Angaben über Ausgangsgesteine	64
2. Charakteristische metamorphe Mineralparagenesen in ehemaligen Magmatiten	66
2.1. Petrochemische Verhältnisse in ehemaligen Magmatiten des Taunus-Vordevons	71
3. Charakteristische metamorphe Mineralparagenesen in ehemaligen Sedimenten	73
4. Ein Beitrag zur Altersfrage der prämetamorphen Edukte im Taunus	76
VI. Zusammenfassung	79
Nachwort	83
Schriftenverzeichnis	83

Einleitung

Bekanntlich wird die Gesteinswelt in drei große genetische Gruppen unterteilt, in die Gruppe der magmatischen, sedimentären und metamorphen Gesteine. Allein die Magmatite, die aus einer in der Unterkruste oder im Oberen Mantel der Erde mobilisierten Schmelze entstehen, sind hierbei primär und liefern letztlich den Stoff für die beiden übrigen Gesteinsgruppen. Aus ihnen entstehen durch Verwitterung, Transport und Ablagerung Sedimente, die durch vielfältige physikalisch-chemische Prozesse zu Sedimentgesteinen werden. Letztere können durch Krustenbewegungen in größere Tiefen verfrachtet werden und dort — vornehmlich durch die Einwirkung von höherem Druck und höherer Temperatur — zu metamorphen Gesteinen umkristallisieren. Wenn die Temperatur eine gewisse — von der jeweiligen chemischen Zusammensetzung abhängige — Marke überschreitet, wird es zur Bildung neuer Schmelzen kommen. Es entstehen neue Magmatite, und es kann ein neuer Zyklus beginnen. Zahlreiche derartige, im Verlauf der Erdgeschichte aufeinanderfolgende Zyklen — später auch mit einem zunehmenden Beitrag der beiden übrigen Gesteinsgruppen — sind für den gegenwärtigen stofflichen Aufbau der obersten Erdkruste verantwortlich. Sie führten zu einer starken stofflichen Sonderung, die in der Vielfalt der verschiedenartigen Gesteine zum Ausdruck kommt.

Aus dem oben geschilderten Zyklus soll im Folgenden nur ein schmaler Bereich herausgegriffen und näher betrachtet werden: Der Bereich, in dem die Umbildung der Sedimente in Sedimentgesteine (Diagenese), sowie deren Umwandlung in metamorphe Gesteine stattfindet. Ein besonderes Augenmerk soll dabei auf die ersten Etappen dieser Umwandlung gerichtet sein. Die hierbei in Betracht kommenden Vorgänge spielen sich in einem Temperaturbereich von 0° bis ca. 450° C und in einem Druckbereich von 1 atm. bis zu einigen Kilobar ab. In diesem T-P-Bereich werden — bei sonst gleichbleibenden Bedingungen — je nach Ausgangsmaterial verschiedene Produkte entstehen. Ebenso wird — je nach Reaktionsfähigkeit der beteiligten Stoffe — die Intensität der Umbildung bzw. Umwandlung und deren zeitlicher Ablauf unterschiedlich sein. Es genügt hier, auf die Kaustobiolithe und Salzgesteine als Beispiele hinzuweisen, die wesentlich schneller und empfindlicher auf Veränderungen der physikalisch-chemischen Bedingungen reagieren als gewöhnliche Gesteine mit vorwiegend silikatischem Mineralbestand. Aus diesem Grunde ist eine allgemeine Behandlung diagenetischer und metamorpher Vorgänge im Rahmen der vorliegenden Arbeit wenig zweckmäßig und es empfiehlt sich, statt dessen besondere Beispiele herauszugreifen und eingehender zu erörtern. Darin liegt eine weitere aber sicherlich nützliche Einschränkung.

Die Vorgänge der Diagenese sollen an zwei extremen Beispielen, an den wenig reaktionsfähigen psammitischen Gesteinen des Buntsandsteins und an basischen Tuffen mit instabilem, reaktionsfähigerem Glas, studiert werden. Metamorphe Vorgänge hingegen können mit Vorteil an Beispielen des Schalsteins (Lahn-Dill-Gebiet) und an Beispielen der metamorphen Zone des Soonwaldes und des Taunus (SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges) erörtert werden. Sie spielen sich teilweise (im Soonwald) unter den gleichen T-Bedingungen ab, wie die autohydrothermale Umwandlung bestimmter Tiefengesteine im Odenwald oder gewisser Diabase im übrigen

Rheinischen Schiefergebirge. Daraus ergibt sich die Möglichkeit eines Vergleichs. Aufgrund der festgestellten Mineralparagenesen werden mineralfazielle Angaben für den Schalestein und für die verschiedenen metamorphen Gesteine im Soonwald und im Taunus möglich. Die Ergebnisse der experimentellen Petrologie, wie sie in den letzten Jahren auch für die niedrigtemperierten Bereiche der Metamorphose immer häufiger verfügbar werden, gestatten außerdem präzisere Angaben über die bei der Bildung dieser Paragenesen vorherrschenden P-T-Bedingungen. Bevor wir uns jedoch der diagenetischen Entwicklung psammitischer Gesteine (an Beispielen des hessischen Buntsandsteins) zuwenden, seien einige Anmerkungen zur Begriffsinventur des Problemkreises Diagenese — Metamorphose erlaubt.

I. Anmerkungen zur Begriffsinventur des Problemkreises Diagenese — Metamorphose

Nach Ablagerung des Sedimentmaterials beginnt die Anpassung desselben an die neuen, sich fortwährend ändernden physikalisch-chemischen Umweltbedingungen. Diese Anpassung wird von Veränderungen des Sedimentgefüges und des Mineralbestandes begleitet. Sie bewirken die Umbildung des Sedimentes in ein Sedimentgestein und werden seit GÜMBEL (1868) unter dem Namen Diagenese zusammengefaßt.

GÜMBEL bezog zwar seine „Diagenese“ auf die Bildung von Gneisen und kristallinen Schiefern, die er aber als Sedimente ansah, welche eine gewisse Veränderung durchmachen müssen, „um sich zu konsolidieren, wobei der gegenseitige Austausch gewisser Stoffe unter Vermittlung des Wassers und die Krystallisation keine unwesentliche Rolle spielten. In diesem Sinne sind allerdings der Gneis und die übrigen krystallinischen Schiefer auch metamorphische Gebilde. Dieser Prozeß dürfte aber passender als Diagenese bezeichnet werden“ (GÜMBEL, 1868, S. 838). Diese Definition wurde von JOH. WALTHER (1894, S. 693) etwas präzisiert und auch eingengt. Die Diagenese umfaßt nach ihm „alle diejenigen physikalischen und chemischen Veränderungen, welche ein Gestein (wohl ist hierbei „Sediment“ gemeint) nach seiner Ablagerung, ohne Hinzutreten von Gebirgsdruck und Vulkanwärme erleidet“.

Zwischenzeitlich wurde die Diagenese verschiedentlich — einengend oder erweiternd — neu definiert (ANDRÉE, 1911; FERSMAN, 1922; CORRENS, 1950; WILLIAMS et al., 1955; SÜJKOVSKI, 1958; FYFE et al., 1958; THEODOROVICH, 1961; READ & WATSON, 1962; WINKLER, 1964 u. 1967; LARSEN & CHILINGAR, 1967; FAIRBRIDGE, 1967; CHILINGAR, BISSEL & WOLF, 1967, u.a.). Trotz gewisser Abweichungen dieser Definitionen untereinander, wird der Begriff „Diagenese“ i.w. heute noch im ursprünglichen, meistens allerdings im durch JOH. WALTHER (1894) eingengten Sinne gebraucht, so daß „Diagenese“ zu denjenigen Begriffen der Geowissenschaften gehört, die den geringsten Sinneswandel seit ihrer Einführung erfahren haben (vgl. AMSTUTZ & BUBENICEK, 1967, S. 425). Den folgenden Betrachtungen wird die Definition in der von CORRENS (1950) gegebenen Formulierung zugrunde gelegt.

Die diagenetischen Veränderungen werden durch chemische und physikalische Faktoren bedingt. Anfänglich sind chemische Faktoren in einem offenen System vor-

herrschend. Mit zunehmender Versenkungstiefe treten aber physikalische Faktoren wie Druck und Temperatur hinzu, gleichzeitig wird das System zunehmend geschlossen. In diesem Stadium der diagenetischen Entwicklung können die Reaktionen zwischen Lösung und Festkörper durch Reaktionen von Festkörpern untereinander abgelöst werden, d. h. die Diagenese mündet in die Gesteinsmetamorphose i. e. S. (vgl. WINKLER, 1967, S. 152—153).

Der hier ausgesprochenen Abstraktion liegt die Annahme einer Progression der Veränderungen zugrunde (FYFE et al., 1958; SCHÜLLER, 1961; DAPPLES, 1962 u. 1967; WINKLER, 1964 u. 1967; FRITSCH, 1966, u.a.) und so betrachtet ist die Diagenese nichts anderes als eine Vorstufe der Metamorphose (SÜJKOVSKI, 1958). Diese Abstraktion ist besonders für theoretische Betrachtungen sehr nützlich, verschleiert aber unbeabsichtigt die Tatsache, daß die gedachte gradlinige Progression der Veränderungen in ein und demselben Sediment aus diesem nur unter ungewöhnlichen Bedingungen ein metamorphes Gestein als Endprodukt erzeugen kann (vgl. z. B. LARSEN & CHILINGAR, 1967, S. 4). Nur in Geosynklinalen mit großen Versenkungstiefen (Ortho-Geosynklinalen) ist nämlich ein direkter Übergang der Diagenese in die Metamorphose möglich, hauptsächlich infolge der progressiven Zunahme von Druck und Temperatur. In allen anderen Sedimentationsräumen ist die Unterbrechung der diagenetischen Entwicklung durch Heraushebung des Sedimentpaketes die Regel. Auf diesen Umstand wies bereits ANDRÉE (1911, S. 130) hin, indem er 3 Phasen der Sedimentogenese unterschied (1. Verwitterung — Transport — Ablagerung, 2. Diagenese, 3. Verwitterung) und betonte, daß sich zwischen den Phasen 2 und 3 andere Vorgänge, wie z. B. Kontakt- und Regionalmetamorphose, einschleiben können, die jedoch nicht notwendigerweise zur Entwicklungsreihe gehören. Durch Überdeckung mit jüngeren Sedimenten kann außerdem ein Sedimentgestein erneut „unter die Herrschaft der Diagenese gelangen“. Das Gestein bleibt aber (einen Restporenraum vorausgesetzt) auch in der Heraushebungsphase den jeweils herrschenden physikalisch-chemischen Faktoren ausgesetzt, die neue Veränderungen im Gestein hervorrufen (vgl. auch FAIRBRIDGE, 1967, S. 38—39). Grundsätzlich müssen deshalb die während der Versenkungsphase eingetretenen diagenetischen Veränderungen von Veränderungen in der Phase der Heraushebung unterschieden werden. Die Veränderungen treten in beiden Phasen unter den für die Diagenese charakteristischen Bedingungen ein (P, T, pH, Eh etc.), nur dürften diese Größen z. T. gegenläufige Tendenzen in der Senkungs- bzw. in der Hebungsphase aufweisen. Reversible Reaktionen werden dabei rückwärts ablaufen, so daß die Unterscheidung einer progressiven und einer regressiven oder retrograden Diagenese sinnvoll erscheint. Nach THEODOROVICH (1961; ohne nähere Angabe seiner Quelle) schlug M. S. SHVETSOV bereits 1957 die hier gebrauchten Bezeichnungen vor. Auch PETTJOHN (1957, S. 649) stellte die Frage nach der Zweckmäßigkeit einer derartigen Unterscheidung, ohne sie jedoch zu beantworten.

Die Trennung progressiver und regressiver Vorgänge in der Diagenese ist auch in der Terminologie von FAIRBRIDGE (1967) enthalten, der Syndiagenese (im Sinne von „initial-“ und „early burial stage“ nach DAPPLES 1959), Anadiagenese („late burial stage“ von DAPPLES, 1959) und Epidiagenese unterscheidet.

Syndiagenese und Anadiagenese gehören, ebenso wie die auf einer anderen Grundlage unterschiedenen 3 Diagenesestufen von DAPPLES (1962 und 1967: redoxomorphe, locomorphe, phylломorphe Stufen) dem progressiven Ast, Epidiagenese dem regressiven Ast der Diagenese an. Es ist nicht beabsichtigt, diese Begriffe durch die Unterscheidung progressiver und regressiver diagenetischer Vorgänge zu ersetzen; eine weitere feinere Aufteilung des diagenetischen Bereiches wird weiterhin dringend benötigt. Sie sollen gewissermaßen nur als Oberbegriffe empfohlen werden, die den Vorzug haben, weniger die zeitliche- und Intensitäts-Abfolge der diagenetischen Prozesse zu betonen, als vielmehr lediglich die Richtung der Veränderungen von Diagenesefaktoren (T, P, pH, Eh etc.) in Abhängigkeit vom tektonischen Geschehen anzuzeigen.

Die Verwendung der Begriffe „progressive und regressive Diagenese“ würde die Vereinfachung der mit dem Problemkreis Diagenese — Metamorphose verbundenen, z. Zt. noch uneinheitlich gebrauchten Begriffsinventur nach sich ziehen. In tiefen Geosynklinalen wird die progressive Diagenese in die Versenkungsmetamorphose einmünden. Die Grenze zwischen Metamorphose und Diagenese kann man hierbei nach H.G.F. WINKLER (1967, S. 152—153) mit dem Auftreten von Mineralgesellschaften, die im sedimentären Bereich nicht entstehen können oder mit dem Verschwinden einer nur in Sedimenten vorkommenden Paragenese ziehen. Dies soll bei etwa 200° C und bei diesen Tiefen in Geosynklinalen entsprechenden Drücken eintreten (vgl. auch SCHÜLLER, 1961, S. 282). Auch in dem Temperaturbereich unter 200° C werden mit Sicherheit subtile Veränderungen des Mineralbestandes und des Gefüges auftreten, schöne Beispiele dafür bringt u. a. SCHERP (1963). Allgemein gesehen sind aber diese Veränderungen noch zu ungenügend bekannt, um mit ihrer Hilfe diesen etwa das Temperatur-Intervall von ca. 20—200° C (180° C) umfassenden Bereich (etwa in Anlehnung an die mineralfazielle Gliederung des metamorphen Bereiches) weiter zu unterteilen. Systematische Bestimmungen des Inkohlungsgrades an der eingeschlossenen und auf T-P-Veränderungen schneller reagierenden organischen Substanz, (z. B. M. TEICHMÜLLER, 1967; M. WOLF, 1969; ferner H. J. KISCH, 1966 u. 1969) gepaart mit subtileren Untersuchungen der diagenetischen Neubildungen, könnten hierbei weiterführen. Im anorganischen Bereich dürften für diese Frage die Umwandlung von Montmorillonit (als reines Mineral) in Illit (ca. 100° C), die Umwandlung von Calcit und/oder Dolomit in Ankerit (80—120° C) und die Reaktion von Dolomit + Ankerit + Kaolinit → Chlorit + Calcit + CO₂ (125—180° C) von besonderem Interesse sein (vgl. MUFFLER & WHITE, 1969, S. 177).

Für den höhertemperierten Bereich der progressiven Diagenese (etwa > 100° C) ist in der russischen Literatur der Begriff „Epigenese“ (Synonym mit „Metagenese“ von STRACHOV) im Gebrauch (THEODOROVICH, 1961, S. 15). Durch LARSEN & CHILINGAR (1967, S. 7) und CHILINGAR, BISSEL & WOLF (1967, S. 180) hat er auch Eingang in die angelsächsische Literatur gefunden. Der Begriff führt aber in der Sedimentpetrologie insofern zu Unklarheiten, da er häufig auch für Veränderungen verwendet wird, die im Gestein nach der Verfestigung (Lithification) eintreten. So rechnet z. B. RUCHIN (1958, S. 226) alle Vorgänge, „die das nach der Diagenese entstandene Gestein verändern, einschließlich seiner Verwitterung oder Metamorphose“, zu der Epigenese. Eine derartige Vermengung von Begriffen sollte vermieden werden.

Hinzu kommt, daß man in der lagerstättenkundlichen Literatur unter „Epigenese“ Bildungsvorgänge versteht, die in einer von der Bildungszeit des Trägergesteins deutlich verschiedenen Zeit zur Bildung eines Erzkörpers geführt haben (vgl. auch AMSTUTZ, 1959, S. 7). Da die Epigenese nur einen uneinheitlich abgegrenzten Teilbereich der progressiven Diagenese umfaßt, wird empfohlen, den Begriff auf Vorgänge der Lagerstättenbildung zu beschränken und in der Sedimentpetrologie nicht zu verwenden.

Im gleichen Sinne, wie die Epigenese, wurde früher die Bezeichnung „Anchimetamorphose“ für Veränderungen angewandt, die im T-P-Bereich der hochtemperierten Diagenese eintreten. In ihrer ursprünglichen Definition umfaßte die Anchimetamorphose sogar die gesamte Diagenese (HARRASSOWITZ, 1929). Neuerdings findet der Begriff keine allgemeine Verwendung mehr, obwohl FRITSCH (1966) gute Argumente für die Beibehaltung dieses Namens für die mineralfazial definierten Bereiche der niedrigtemperierten Metamorphose erbrachte. Im Sinne der Zonengliederung würde die „Anchizone“ das Bindeglied zwischen der „Diagenesezone“ und der „Epizone“ sein.

Neue Wege zur weiteren Untergliederung der hochtemperierten progressiven Diagenese eröffnen sich durch den Befund von WEAWER (1960), nachdem der Kristallinitätsgrad von Illit in diesem Bereich sich mit zunehmender Temperatur kontinuierlich verbessert. Im Übergangsbereich Diagenese – Metamorphose, also im anchimetamorphen Bereich, verändert sich der Kristallinitätsgrad der Illite nur noch langsam, da — kristallographisch betrachtet — hier meistens schon Muskovite, allerdings in extrem feinkörniger Ausbildung, vorliegen (KUBLER, 1968, S. 392). KUBLER (1968) und DUNOYER DE SEGONZAC et al. (1968) begründen, daß der von KUBLER definierte „Kristallinitätsindex“ von Illit, welcher in der Anchizone seinen minimalen Wert erreicht (Übergang in Muskovit), sich für die praktische Grenzziehung zwischen Diagenese und Anchimetamorphose eignet und plädieren damit für die Beibehaltung des letztgenannten Begriffes. Diese Grenze fällt etwa mit dem Verschwinden von Dickit und mit dem ersten Auftreten von Pyrophyllit zusammen (KUBLER, 1968, S. 394). Welche T-P-Bedingungen durch diese Grenze angezeigt werden, ist vorläufig noch nicht genau bekannt, da die bisher vorliegenden experimentellen Daten über die Untergrenze der Pyrophyllit-Bildung sich z. T. widersprechen (vgl. hierzu SCHERP & STADLER, 1968, S. 158—162, ferner FREY, 1969, S. 100—101). FOURNIER (1967, S. 223) erhielt bei geringer H_2O -Aktivität bereits bei $174^\circ C$ Pyrophyllit aus Kaolinit und glaubt, daß $250^\circ C$ eine obere Stabilitätsgrenze von Kaolinit mit Silicagel (in der Natur liegt Quarz vor) in einer neutralen Lösung bei ca. 1 kb P_{H_2O} darstellt. Dies entspricht etwa auch dem Temperatur-Schätzwert ($240^\circ C$) von SCHERP & STADLER (1968, S. 161) für die Pyrophyllit-Bildung in den ordovizischen Sedimenten des Ebbe-Sattels. Ein hiervon nicht wesentlich abweichender Temperatur-Wert (ca. $210^\circ C$) ergibt sich auch aus Naturbeobachtungen von MUFFLER & WHITE (1969, S. 177) im Salton geothermal Field (Californien) für die Umwandlung von Montmorillonit-Illit-Wechselagerungen in Muskovit. In diesem Temperaturbereich bildet sich aber bei geeigneter Zusammensetzung bereits die kritische Paragenese der Laumontit-Prehnit-Quarz-Fazies der Metamorphose (nach der Definition von WINKLER, 1967). Es hat demnach nur dann einen Sinn den Namen Anchimeta-

morphose beizubehalten, wenn darunter mineralfaziell definierte Bereiche der niedrigtemperierten Metamorphose verstanden werden. Gewisse Unterschiede im Gefüge dieser niedrigtemperierten Metamorphite gegenüber den Gesteinen der Grünschieferfazies und die Tatsache, daß die sich hierbei abspielenden Mineralreaktionen meist nur Teilbereiche des Gesteinskomplexes erfassen, (weshalb in solchen Gesteinen neben Neubildungen noch massenhaft Relikte des früheren Mineralbestandes vorliegen können) würden die Abtrennung dieser Faziesbereiche von den metamorphen Fazien im e.S. vielleicht rechtfertigen.

In allen anderen Sedimentationsräumen (außer der tiefen Geosynklinalen) wird in der Regel kein direkter Übergang zwischen Diagenese und Metamorphose erwartet werden können (vgl. auch FAIRBRIDGE, 1967, S. 39). Die progressive Entwicklung der diagenetischen Veränderungen wird hierbei in irgendeinem mehr — oder weniger fortgeschrittenen — Stadium abgebrochen und durch den regressiven Ast der Diagenese abgelöst. Die regressive Diagenese selbst wird schließlich, wenn das Sedimentgesteinspaket über den Grundwasserspiegel hinaus herausgehoben wurde, von der Verwitterung abgelöst. Erneute Versenkung oder Überlagerung durch jüngere Sedimente können zu einer neuen Phase der progressiven Diagenese führen, wie bereits ANDRÉE (1911) bemerkte; es ist sogar ein mehrfacher Wechsel möglich. Die regressive Diagenese im hier gebrauchten Sinne ist mit „Epidiagenese“ von FAIRBRIDGE (1967) identisch und es ist deshalb Geschmacksache, welchem Namen man den Vorzug gibt. Die vom Verfasser bevorzugte Bezeichnung hat den Vorteil, daß die Rückläufigkeit der Prozesse schon aus dem Namen hervorgeht und zu keiner klanglichen Verwechslung mit „epigen“ und „Epigenese“ führen kann. Unpräzise Bezeichnungen wie „postdiagenetisch“ oder „spätdiagenetisch“ für Veränderungen während der regressiven Diagenese können vermieden werden.

In der petrographischen Praxis wird die Entscheidung, ob ein bestimmtes Mineral in der progressiven oder in der regressiven Phase der Diagenese entstanden ist, erst nach einer sorgfältigen Gesamtanalyse aller Vorgänge möglich sein. Große Hilfe leisten dabei umkehrbare Reaktionen, sofern Relikte erhalten blieben oder sofern sie mit anderen Mitteln nachweisbar sind. Manchmal wird die Zuordnung der Diagenese-Produkte zur progressiven oder zur regressiven Diagenese nur unvollkommen oder überhaupt nicht gelingen. Vom theoretischen Standpunkt betrachtet, ist die Unterscheidung beider Phasen dennoch wichtig.

Diagenetische Prozesse mindern (z. B. Psammite u. Pelite) oder erhöhen (Karbonate z. T.) die Porosität und damit die Speicherfähigkeit der Sedimentgesteine für flüssige oder gasförmige Rohstoffe. Ihrem Studium kommt deshalb in der Erdölgeologie und in der Hydrogeologie besondere praktische und theoretische Bedeutung zu.

II. Zur Diagenese psammitischer Sedimente an Beispielen des hessischen Buntsandsteins

Wie bereits erörtert, sind die Vorgänge der Diagenese teils überwiegend physikalischer teils überwiegend chemischer Natur.

Zu der ersten Gruppe sind die Kompaktion und die einfache Rekrystallisation, zu der zweiten Gruppe eine Reihe von Lösungs- und Fällungsvorgänge, wie Zemen-

tation – Dezementation, „intrastratal solution“, Ionenaustausch- und Adsorption, Verdrängung, Hydratation – Dehydratation, Oxydation – Reduktion, Polymerisation – Depolymerisation usw. (vgl. auch FAIRBRIDGE, 1967) zu zählen.

Die physikalischen Vorgänge verändern vornehmlich das Gefüge, die erwähnten chemischen Prozesse der Diagenese, außerdem auch den Mineralbestand. Bei der Diagenese psammitischer Sedimente sind gerade die chemischen Vorgänge von besonderer Bedeutung. Sie äußern sich in Mineralneubildungen, als Folge von Reaktionen wandernder Porenlösungen verschiedener Herkunft untereinander oder als Folge von Reaktionen dieser Porenlösungen mit dem angelieferten, detritischen Mineralbestand. Reaktionen einfacher Art überwiegen dabei. Die durch diese Prozesse entstandenen authigenen (im Sinne von KALKOWSKY, 1880, S. 4) Minerale bilden gewöhnlich das Bindemittel der psammitischen Gesteine. Aus den Beziehungen der authigenen Minerale zueinander können die zeitliche Abfolge des diagenetischen Geschehens und z. T. auch die Änderungen der Milieubedingungen während dieses Geschehens abgelesen werden. Zunächst wollen wir uns dem angelieferten detritischen Mineralbestand zuwenden.

1. Der angelieferte detritische Mineralbestand

Die Zusammensetzung der Sandsteine in der Buntsandsteinformation ist in qualitativer Hinsicht recht uniform. In allen untersuchten Proben sind Quarz-, Feldspat- (Orthoklas) und Gesteinskörner die Hauptkomponenten. Hinzutreten noch, allerdings nur in bestimmten Schichtpaketen, die in Lagen angereicherten Glimmerminerale: Muskovit und Biotit. Unter den Gesteinskörnern sind die verschiedenen Meta-Quarzit-Varietäten am häufigsten anzutreffen. Die nächsthäufigste Gruppe bilden Tonschieferfragmente, Hornstein-, Kiesel-schieferkörner, Schluffstein-Tonstein-Fetzen, feinkörnige Sandsteine. Granit-, Gneis-, Glimmerschiefer- und besonders Kalksteinkörner sind wesentlich seltener und bleiben auf gewisse Proben beschränkt. Zuweilen treten Körner mit granophyrisch verwachsenem Quarz und Kalifeldspat auf, die vielleicht Quarzporphyren zugeordnet werden könnten. Zu erwähnen wäre noch der im einzelnen recht unterschiedliche, insgesamt aber stets geringe Gehalt an Schwermineralen. Am häufigsten sind hierbei Turmalin, Zirkon und Apatit. Als weitere Schwerminerale sind in der Reihenfolge ihrer abnehmenden Häufigkeit Rutil, Granat, Hornblende, Epidot, Monazit, Brookit und Titanit zu nennen. Der ebenfalls den Schwermineralen zuzählende, in manchen Proben recht häufige Anatas ist authigen; auf dieses Mineral wird in Abschnitt II. 2.5. näher eingegangen.

Die quantitative Verteilung der Hauptbestandteile im Gestein ist weitgehend von seiner Korngrößenzusammensetzung abhängig. Dies trifft insbesondere auf den Gehalt der Quarz- und Gesteinskörner zu. Grobkörnige Sandsteine können z. B. bis zu 70 Vol.-% aus Gesteinskörnern bestehen, feinkörnige Varietäten sind dagegen bis zu 80 Vol.-% aus Quarzkörnern aufgebaut. Der Feldspatgehalt schwankt meist nur geringfügig um einen Mittelwert von etwa 10 Vol.-%; reine Arkosen mit Feldspatgehalten von über 25 Vol.-% treten nur selten auf.

Der Rundungsgrad der Einzelkörner ist ebenfalls von ihrer individuellen Korngröße abhängig. Quarz- und Gesteinskörner der Korngrößen-Klasse 0,06–0,2 mm sind meist

mäßig bis gut gerundet. Feldspäte weisen infolge ihrer guten Spaltbarkeit häufiger kantige Formen auf, obwohl auch unter ihnen gut gerundete Exemplare vorkommen. Die feinkörnigen Bestandteile sind dagegen meist schlecht gerundet. Hier treten splittrige, kantige Formen auf (vgl. hierzu auch VILLWOCK, 1963; MEISL, 1965; RÖSING & MEISL, 1966; MOTZKA & MEISL, 1967; MEISL & HEIM, 1967 und MEISL, 1968 a u. b).

Diese Formen sind oft primär, d. h. durch den Transport bedingt, nicht selten sind sie aber infolge diagenetischer Vorgänge (Verdrängung oder Anlösung) entstanden.

2. Diagenetische Neubildungen

Abgesehen von einem — insbesondere im Unteren Buntsandstein lokal entwickelten — primär tonigen Bindemittel sind vorherrschend authigene Minerale, d. h. Produkte der Diagenese, als Bindemittel vorhanden. Folgende Neubildungen sind festgestellt worden:

1. Quarzneubildung in Form von in optischer Kontinuität an detritische Kerne angelagerte Anwachshüllen.
2. Kalifeldspatneubildung in Form von Anwachshüllen mit oder ohne optischer Kontinuität zwischen detritischem Kern und Anwachshülle.
3. Neubildung von Karbonaten: Calcit, Dolomit u.a.
4. Neubildung von Sulfaten: Gips, Anhydrit, Baryt, Cölestin.
5. Neubildung von Goethit (wahrscheinlich aus früherem Pyrit).
6. Neubildung von Titanmineralen: vorwiegend Anatas.
7. Neubildung von Tonmineralen, vorwiegend Kaolinit.
8. Umbildung von Biotit in Chlorit.

Nach FÜCHTBAUER (1967 a u. b) zeigen die diagenetischen Neubildungen im Buntsandstein regional gesehen noch den Einfluß des Ablagerungsmilieus an, auch dann, wenn sie in Tiefen über 1000 m entstanden sind. Es sind zwei verschiedene Ablagerungsbereiche zu unterscheiden a) ein brackisch-mariner Bereich mit evaporitischem Trend im Norden und b) ein fluviatiler Bereich im Süden. Charakteristische Neubildungen im nördlichen Becken sind Anhydrit, Calcit (teilweise aus Ooiden abzuleiten), Dolomit-Ankerit, Albit, Steinsalz, Analeim und Barytocölestin. Im südlichen Bereich fehlt mit Befunden von VALETON (1953) und MEISL (1965) übereinstimmend Albit. Hier sind Kalifeldspat und Dolomit charakteristische Neubildungen. Im zwischen den beiden Bildungsbereichen gelegenen Ästuarbereich treten zu den für das nördliche Becken angeführten Neubildungen Chlorit, Mixed Layer und Vermiculit hinzu.

Vom Verfasser sind überwiegend Sandsteine des südlichen fluviatilen Ablagerungsbereiches in Tagesaufschlüssen oder in Flachbohrungen untersucht worden. Lediglich die aus dem nordhessischen Unteren Buntsandstein stammenden Proben lassen bereits brackisch-marine Einflüsse erkennen („norddeutsche Prägung“ — KULICK, 1968, S. 96). Hier sind die unter 1—3 angeführten Neubildungen allgemein verbreitet, während den übrigen Neubildungen nur lokale Bedeutung zukommt.

2.1. Quarzauthigenese

Am häufigsten tritt als Bindemittel der Sandsteine authigener Quarz in Form von optisch dem detritischen Kern gleichorientierten Anwachssäumen (oder — dreidimensional betrachtet — von mehr oder weniger vollständigen Anwachshüllen) auf (Abb. 1, vgl. hierzu auch die erschöpfende Beschreibung von STORZ, 1931, bes. S. 165—184). Quarz-Anwachssäume umgeben auch die Quarzit-Körner, die optische Orientierung des neugebildeten Quarzsaumes (zweidimensional betrachtet!) wird hierbei durch optische Orientierung der Grenzkörner bestimmt (Abb. 2). Die Bildung von authigenen Anwachshüllen in Quarzsandsteinen und Arkosen ist ein weltweites Phänomen. LOWRY (1956) schreibt die Erstbeobachtung solcher Anwachshüllen SORBY (1880) zu, wahrscheinlich wurden sie aber schon früher beobachtet.

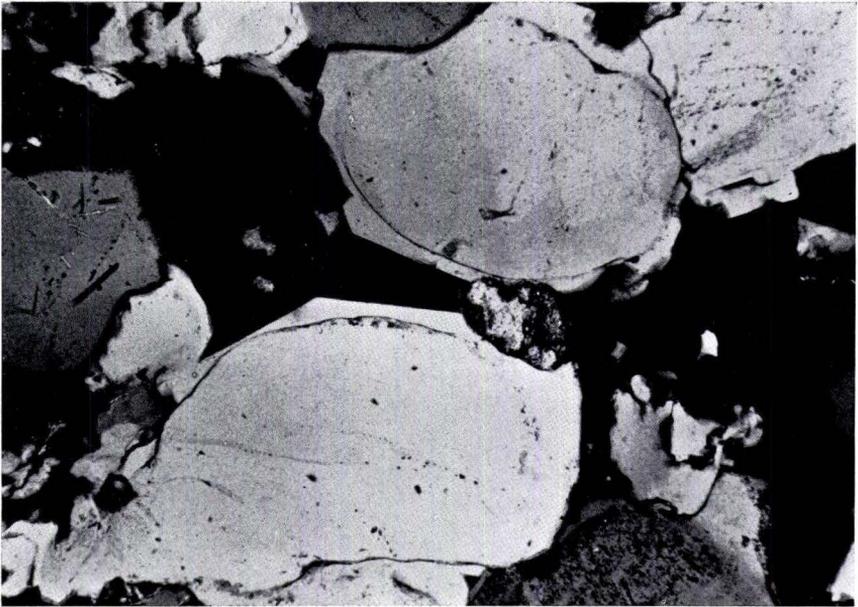


Abb. 1. Authigene Anwachshüllen umgeben detritische Quarzkörner unter Wahrung der optischen Kontinuität zwischen detritischem Kern und Anwachshülle. Der ursprüngliche Porenraum konnte nicht vollständig geschlossen werden. Zwischen den nun teilweise durch Kristallflächen begrenzten Quarzindividuen bleibt ein Restporenraum übrig. — Feldspatführender Quarzsandstein, Avicula-Schichten, Volpriehausen-Folge (Mittlerer Buntsandstein). Fundort: Kreuzung der Straße/Eisenbahn, südl. von Ehringen a. d. Espe, an der Blattgrenze Bl. 4620 Arolsen/4621 Wolfhagen, R 3411 60, H 5693 62. Dünnschliff-Nr.: 6216, Handstück-Nr.: Rg 990. \times Nic.; Vergr.: 120 \times .

Die wirkliche bisher ungelöste Problematik ist hierbei aber nicht phänomenologischer sondern geochemischer Natur. Sie betrifft die Herkunft der Kieselsäure. Dafür werden im einschlägigen Schrifttum im wesentlichen 3 Alternativen angeboten:

1. Die Kieselsäure ist in dem vom Sediment eingeschlossenen Formationswasser enthalten.

2. Kompaktionsströme bringen gelöste Kieselsäure von außen (zwischengelagerte Tonpakete etwa) mit und sorgen stets für Nachschub.
3. Die Kieselsäure stammt aus dem Sediment selbst und wird durch Drucklösung mobilisiert.



Abb. 2. Quarzitkörner mit authigenen Quarz-Anwachshüllen. Die optische Orientierung der Hüllen wird durch diejenige der jeweiligen Randindividuen der Quarzitkörner bestimmt. — Quarzsandstein, Eichsfeld-Folge (Mittlerer Buntsandstein). Fundort: Böschung unmittelbar westlich der Paßmühle bei Schletzenrod. Bl. 5223 Queck, R 354590, H 562519. Dünnschliff-Nr.: 5558, Handstück-Nr.: Lae 123. \times Nie.; Vergr.: $35\times$.

Um aus den angebotenen Alternativen die wahrscheinlichste für den Buntsandstein herauszufinden, müssen die Grundzüge der Chemie und Geochemie der Kieselsäure kurz rekapituliert werden.

Kieselsäure ist in Form von Quarz, Chalcedon, zuweilen auch in Form von amorpher Kieselsäure in psammitischen Sedimenten reichlich vorhanden, geht aber bei den während der Diagenese in der Regel vorherrschenden niedrigen P-T-Bedingungen relativ schlecht in Lösung. Dementsprechend sind die SiO_2 -Gehalte natürlicher Gewässer im allgemeinen recht niedrig. Das Meerwasser enthält durchschnittlich nur 2–4 ppm SiO_2 (SIEVER, 1959; 3 ppm nach DAVIS, 1964). Der SiO_2 -Gehalt von Flußwässern und vom Grundwasser kann beträchtlich höher sein — 25–50 ppm (SIEVER), 14 bzw. 17 ppm (DAVIS) — absolut gesehen sind aber auch diese Werte reichlich niedrig. Kieselsäuregehalte von dieser Größenordnung wurden auch in Porenlösungen von rezenten californischen Küstensanden festgestellt (EMERY & RITTENBERG, 1952). Ähnlich enthalten auch Porenlösungen in feinkörnigen Sedimenten der Ozeane nach SIEVER et al. (1965, S. 70) 3–81 ppm SiO_2 , mit einem Schwerpunkt im Bereich von

20–50 ppm. Lösungen mit Kieselsäuregehalten von 25–50 ppm sind im Bezug auf das Löslichkeitsgleichgewicht der amorphen SiO_2 (als Bodenkörper!), das sich erst bei Gehalten von ca. 100–140 ppm SiO_2 einstellt, untersättigt. Aus solchen Lösungen ist eine chemische Ausfällung von amorpher Kieselsäure — ohne Vermittlung von kieselsäureverbrauchenden Organismen oder — wie HARDER (1965) zeigen konnte — ohne Mitfällung mit röntgenamorphen Hydroxiden — unmöglich. Die Löslichkeit von Quarz ist jedoch erheblich niedriger, so daß schon bei Kieselsäuregehalten von etwa 6–10 ppm sich ein Gleichgewicht zwischen Quarzsubstanz und Lösung einstellt. Dies bedeutet aber, daß die Porenlösungen oder das Grundwasser in bezug auf Quarz örtlich wohl übersättigt sein können. Aus solchen Lösungen kann demnach theoretisch Quarz auskristallisieren; daß dies von der Natur effektiv verwirklicht wird, beweisen die angeführten, weltweit bekannten, petrographischen Fakten.

Wenn aber nur Lösungen von der angegebenen geringen Kieselsäurekonzentration zur Verfügung stehen und diesen Lösungen nicht stetig neue Kieselsäuremengen zugeführt werden, muß der Vorgang relativ schnell zum Stillstand kommen. In solchen Fällen können sich nur sehr dünne Anwachshüllen bilden. Um auch die Bildung von dickeren Anwachshüllen oder sogar die völlige Versiegelung der Poren mit authigenem Quarz (Abb. 3) erklären zu können, muß man eine stete Zufuhr von Kieselsäure an die Porenlösung annehmen. Von den eingangs aufgezeigten 3 Alternativen wird diejenige die wahrscheinlichere sein, die dies am zwanglosesten zuläßt.

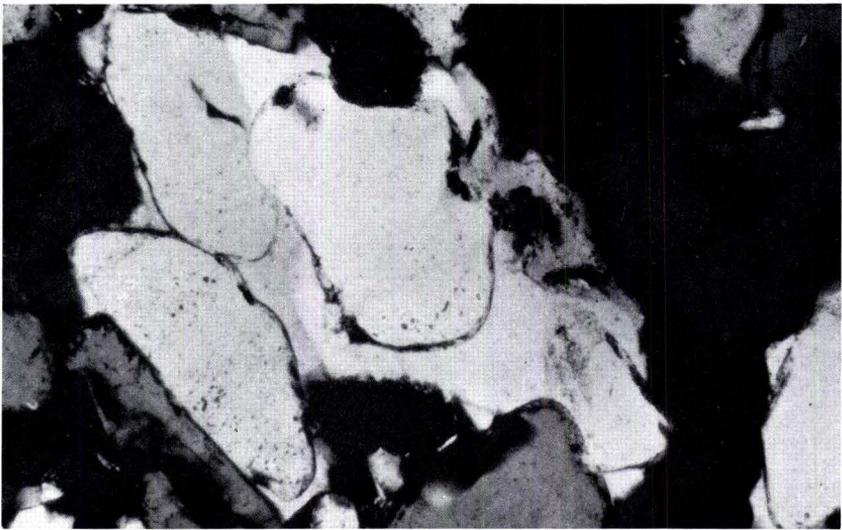


Abb. 3. Intensive Quarzauthigenese führt stellenweise zur vollständigen Schließung des Porenraumes und zur Ausbildung dicker Anwachshüllen. — Feldspatführender Quarzsandstein, Hardeggen-Folge (Mittlerer Buntsandstein). Fundort: Bohrung Beberbeck (vgl. RAMBOW, 1967), Teufe 155,5 m. Bl. 4422 Trendelburg, R 353408, H 571213. Dünnschliff-Nr.: 11857; Handstück-Nr.: Rw 151. \times Nic.; Vergr.: 150 \times .

Die größten Schwierigkeiten bereitet die Erklärung der beobachteten Fakten, wenn lediglich die eingeschlossenen Formationswässer als mehr oder minder stationäre Porenlösungen zur Verfügung stehen. Der Vorgang müßte nach Verbrauch der geringen gelösten SiO_2 -Vorräte zum Stillstand kommen. SHARMA (1965) und einige weitere amerikanische Autoren (von SHARMA, 1965 zitiert) versuchen diese Vorstellung dadurch zu retten, daß sie eine nachträgliche Auflösung der kieseligen Organismenreste sowie des äolisch mitsedimentierten Quarzstaubes durch die eingeschlossenen Formationswässer annehmen. Für den Buntsandstein scheidet diese Erklärung mit Sicherheit aus.

Die Annahme einer Kieselsäurezufuhr durch Kompaktionsströme [vgl. z. B. von ENGELHARDT (1967)] erfüllt die Forderung nach steter Zufuhr neuen Stoffes in idealer Weise und viele petrographische Beobachtungen sprechen für die Realität dieser Vorstellung.

FÜCHTBAUER (1961) hält die Kompaktion überhaupt für den Motor der Diagenese. Die Kompaktionsströme bringen aus den unterlagernden Ton-Schluff-Schichten gelöste Stoffe, u. a. auch Kieselsäure mit. Sie werden im durchlässigen Sandpaket von ihrer ursprünglich vertikalen Richtung abgelenkt und fließen längere Zeit in diesem, bevor sie in die hangenden Tone eintreten. Dabei können durch den Filtereffekt dieser natürlichen Membrane gewisse Stoffe sogar im Sand zurückgehalten (vgl. FOTHERGILL, 1955, S. 310—312 i.w. und SIEVER, 1962, S. 146—147) und zu weiteren diagenetischen Bildungen verwendet werden. Aus den Tonlagen kann Kieselsäure z. B. durch diagenetische Tonmineralumbildungen freigesetzt werden (TOWE, 1964).

Diese Prozesse sind bei der Diagenese der Buntsandsteinsedimente durchaus denkbar und können die Ausbildung der authigenen Anwachshüllen erklären. Dafür spricht u. a. die Beobachtung von FÜCHTBAUER (1967 a, S. 173—174), nach dem die Porosität der Sandsteine in einer ca. 1,5 m mächtigen Randzone gegen das Hangende und Liegende abnimmt. Analoge Erscheinungen in ölgefüllten Sandsteinen des Dogger beta konnten auf SiO_2 -Zufuhr aus den angrenzenden Ton- und Siltsteinen zurückgeführt werden (FÜCHTBAUER, 1967 b).

Die Kompaktion vermindert auch die Porosität der Sandlagen, läßt jedoch weit weniger petrographisch registrierbare Spuren hinter sich als in tonigen Lagen, wo sie das feinblättrige Gefüge der Tonsteine (früher „Schiefertone“) hervorruft. Im Sandstein wird die Kompaktion häufig durch Deformation der Glimmerplättchen angezeigt (Abb. 4, S. 18).

Aber auch der Drucklösung muß ein beachtlicher Realitätswert bei der Erklärung der beobachteten Phänomene zuerkannt werden. Dies ist nichts anderes, als die Anwendung des Riecke'schen Prinzips auf Sandsteine (vgl. hierzu von ENGELHARDT, 1960, S. 22—24). Als Quelle der gelösten Kieselsäure kommen die Sandkörner selbst in Betracht. Die Anwendung beruht auf der Beobachtung, daß durch authigenen Quarz verschweißte Lagen häufig mit Lagen abwechseln, in denen die Quarzkörner Lösungserscheinungen aufweisen. Die Gefügekörner in den letztgenannten Lagen sind gegenseitig eingebuchtet, eingekerbt (Abb. 5, S. 18.)

WALDSCHMIDT (1941), HEALD (1956 a u. b) und THOMSON (1959) beschreiben den Vorgang ausführlich. An den Berührungspunkten (unendlich kleine Fläche) zweier übereinanderliegender Gefügekörner können infolge der Deckenlast sehr hohe Drucke

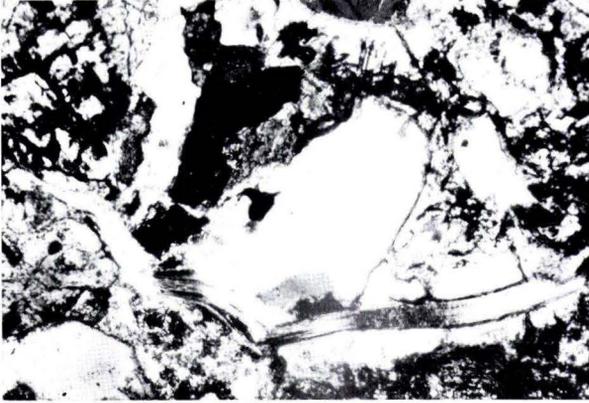


Abb. 4. Durch Kompaktion deformierter, z. T. zerbrochener detritischer Muskovit. Später gebildetes Karbonat (Calcit) verdrängt Quarzit- und Feldspat-Korn, nicht aber Muskovit. — Feldspat-führender Quarzsandstein mit unregelmäßig verteiltem karbonatischem Bindemittel. Fundort: Stbr. Wienburg b. Neuerode. Bl. 4726 Grebendorf, R 35 74 06, H 56 76 52. Dünnschliff-Nr.: 4907, Handstück-Nr.: Rg 1220. × Nic.; Vergr.: 60 ×.

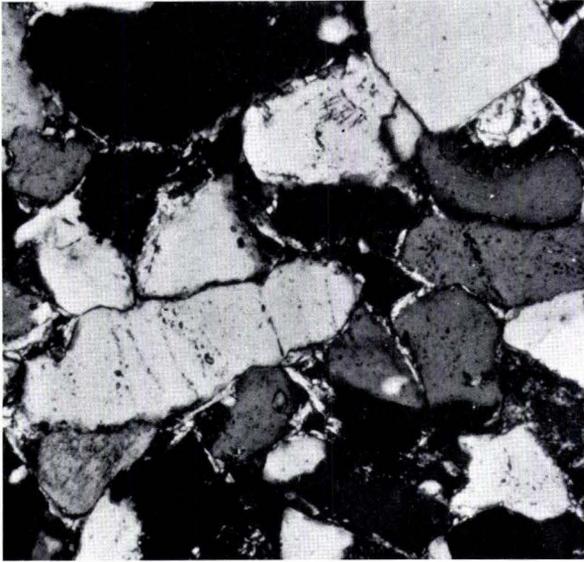


Abb. 5. Relativ schwache Spuren der Drucklösung; beginnende Einkerbung an den Korngrenzen. Zwischen den Körnern dünne Tonhäutchen ausgebildet. — Quarzsandstein, feldspatführend. Hardeggen-Folge (Mittlerer Buntsandstein). Fundort: Bohrung Beberbeck (vgl. RAMBOW, 1967a), Teufe 136,6 m. Bl. 4422 Trendelburg, R 35 34 08, H 57 12 13, ca. 240 m über NN. Dünnschliff-Nr.: 11 858, Handstück-Nr.: Rw 157. × Nic., Vergr.: 185 ×.

wirksam werden. Der Druckausgleich wird durch Weglösen einer geringen Quarz-Menge erreicht, wodurch die Berührungsfläche vergrößert wird. Die weggelöste Quarz-Substanz führt zur Anreicherung der Kieselsäure in der Porenlösung, die in Richtung des geringeren Druckes wandert. Aus ihr wird in den Druckschatten Quarz abgeschieden. Die Effektivität der Drucklösung wird nach HEALD (1956) und THOMSON (1959) bei Anwesenheit eines dünnen Tonmineralfilmes wesentlich gesteigert. Dies ist darauf zurückzuführen, daß aus den meist illitischen Tonmineralen durch Basenaustausch K^+ freigesetzt und in der Porenlösung K_2CO_3 (starke Lauge) gebildet wird. Dadurch wird der pH-Wert lokal erhöht und die Löslichkeit der Kieselsäure enorm ansteigen. Nach KRAUSKOPF (1959) muß dabei der pH-Wert 9 überschritten werden. Eine andere Erklärung bietet WEYL (1959) an. Nach ihm ist die verstärkte Drucklösung an Quarz-Ton-Quarz-Kontakten mit dem kontinuierlichen Abtransport des Gelösten durch Diffusion zu erklären. LERBEKMO & PLATT (1962)

beobachteten in kretazischen Sandsteinen von Alberta Pyrit und Siderit entlang mikrotylitolitischer Kornkontakte und meinen, daß diese Minerale durch Reduktion des Hämatits in Gegenwart von schwefelhaltigen kohlig organischen Substanzen entstanden sind. Bei der vermuteten Reaktion (vgl. l.c. S. 518) wird OH^- frei; dadurch erhöht sich lokal der pH-Wert und beschleunigt die Auflösung der Kieselsäure an den dem Druck ausgesetzten Kornkontakten.

Nachdem KENNEDY (1950) in seinen Experimenten nur einen geringen Anstieg der Kieselsäurelöslichkeit als Funktion des Druckes fand, wurde die Effektivität der Drucklösung in Zweifel gezogen. Die theoretische Studie von WEYL (1959) und die Untersuchungen von ERNST & BLATT (1964) zeigten, dennoch, daß man diesem aus mikroskopischen Studien abgeleiteten Mechanismus der Drucklösung einen nicht unerheblichen Realitätswert beizumessen hat. ERNST & BLATT (1964) haben mit Methoden der normalen Hydrothermalsynthese Anwachshüllen und auf Drucklösung zurückgehendes quarzitisches Gefüge künstlich hergestellt. In ihren Experimenten wurde die Temperatur von $212\text{--}658^\circ\text{C}$, der Druck zwischen 1,2—3 kb variiert. Quarzitisches Gefüge entstanden bereits bei Temperaturen von 330°C . Bedingungen: $P_{\text{Flüssigkeit}} \ll P_{\text{Ges.}} (= \text{Last})$ und basische Porenlösungen (8,3 Mol.-% NaOH). In gleich konzentrierten NaCl-Lösungen trat bei sonst gleichen Bedingungen nur eine Verschweißung der Quarzkörner ein, d. h.: Quarz ist in Lösungen von Basen besser löslich, als in gleichstarken Salzlösungen. Der Vorgang führte am Ende des Experimentes zur Aufhebung der Porosität und zur Ausbildung eines metamorphen quarzitisches Gefüges, wie es z. B. der Taunusquarzit (Abb. 6) aufweist.

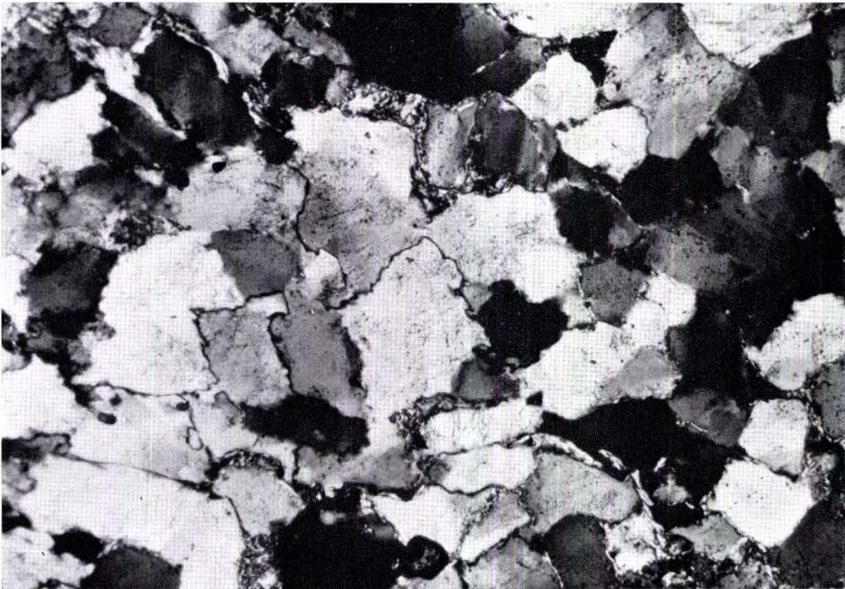


Abb. 6. Metamorph-quarzitisches Gefüge als Endprodukt von Drucklösungsvorgängen. — Quarzit. Fundpunkt: Straßenaufschluß an der Straße Aulhausen-Niederwald-Rüdesheim. Bl. 6013 Bingen. Dünnschliff-Nr.: 163, Handstück-Nr.: 454. \times Nic.; Vergr.: $105\times$.

Authigene Hüllen entstanden im Experiment erst bei höheren Temperaturen, aber vor allem dann, wenn $P_{\text{Flüssigkeit}}$ etwa gleich P_{Last} gewesen ist. Dies bedeutet: Bei gegebenem Gesamtdruck führen relativ hohe Partialdrucke der Porenflüssigkeit zur Bildung von Anwachshüllen und zur Ausbildung eines sedimentären Quarzgefüges (Rötquarzit z. B., vgl. Abb. 7).



Abb. 7. Sedimentär-quarzitisches Gefüge, durch intensive Quarzauthigenese entstanden. — Quarzit, Röt-Folge (Oberer Buntsandstein). Fundort: Bahneinschnitt westl. P. 346,1 m, Zierenberg. Bl. 4621 Wolfhagen, R 35 22 26, H 56 92 46. Dünnschliff-Nr.: 6186, Handstück-Nr.: Rg 452. \times Nic.; Vergr.: 110 \times .

Im Falle des Buntsandsteins ist die Kieselsäure nach vorliegenden Beobachtungen überwiegend durch Drucklösung mobilisiert worden. Ihre Spuren sind mehr oder weniger deutlich in allen Gliedern des Buntsandsteins zu verfolgen (Abb. 5, S. 18). FÜCHTBAUER (1967) berichtet auch über Stylolithen (Abb. 6 in FÜCHTBAUER, 1967 a, S. 168), die sehr häufig auftreten, wenn die Quarzkörner durch Tonsäume getrennt sind.

Drucklösung führt nicht nur zur Mobilisierung der Kieselsäure in psammitischen Sedimenten, sondern auch zur Kompaktion derselben. Nach FÜCHTBAUER (1967 b) muß lediglich 1,5% des Gesteinsvolumens aufgelöst werden, um eine Kompaktion von bis zu 50% der ursprünglichen Schichtmächtigkeit zu erreichen. FÜCHTBAUER (1967 b) nennt die Drucklösung deshalb auch chemische Kompaktion. Sie ist T- und P-abhängig und somit mit zunehmender Versenkungstiefe zunehmend intensiver (TAYLOR, 1950; FÜCHTBAUER, 1967 b). Die Häufigkeit der komplementären Quarzauthigenese nimmt mit zunehmender Tiefe deshalb ebenfalls zu.

Die Quarzauthigenese beginnt nach vorliegendem Beobachtungsmaterial bereits in einem frühen Stadium der progressiven Diagenese (nach Eindeckung der Mutter-

körner etwa, vgl. HELING, 1965) und kann bis zur vollständigen Schließung des Porenraumes führen. Für derart versiegelte Schichtpakete ist damit die Diagenese zu Ende. Im Buntsandstein gehören die authigenen Anwachshüllen ebenfalls zu den ältesten Neubildungen. Ihre Entwicklung begann nach Abschätzung von FÜCHTBAUER (1967 a) im norddeutschen Sammelbecken aber erst in Versenkungstiefen von ca. 1000 m.

Die Quarzauthigenese ist für die progressive Diagenese typisch.

2.2. Feldspatauthigenese

Im hessischen Buntsandstein sind bisher in allen Folgen nur Kalifeldspathüllen um detritische Kalifeldspatkörner festgestellt worden. Sie sind überwiegend in optischer Kontinuität (Abb. 8), manchmal aber auch mit leicht abweichender Orientierung angelagert. Orthoklas-Hüllen um Orthoklas sind dabei weitaus häufiger als Mikroklinhüllen um Mikroclin. Orthoklas-Quarz-Kornverbände (Granit- oder Gneis-Bröckchen) zeigen gelegentlich ebenfalls schwach angedeutetes authigenes Weiterwachsen. Dabei sind meist nur unvollkommene Hüllen oder aufgewachsene Kristalle (meist Quarz auf Quarz) vorhanden (Abb. 9, S. 22).

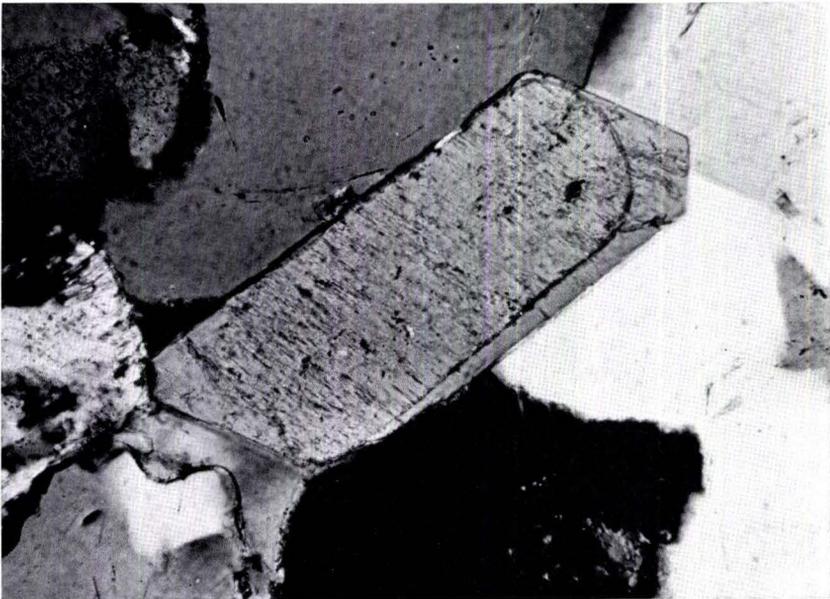


Abb. 8. Detritisches Orthoklaskorn mit authigener Orthoklashülle zu einem (fast) idiomorphen Kristall mit (kristallographisch) einfacher Flächenbegrenzung ergänzt. Es besteht optische Kontinuität zwischen detritischem Kern und authigener Hülle. — Feldspat-führender Quarzsandstein aus der „Folge der dickbankigen Sandsteine“ (Unterer Buntsandstein). Fundort: Holzabfuhrweg ins Untermüllertal, 142 m westl. P. 393,7 m. Bl. 5822 Wiesen, R 35 2772, H 55 58 22. Dünnschliff-Nr.: 5721, Handstück-Nr.: Di 18. \times Nic.; Vergr.: 310 \times .

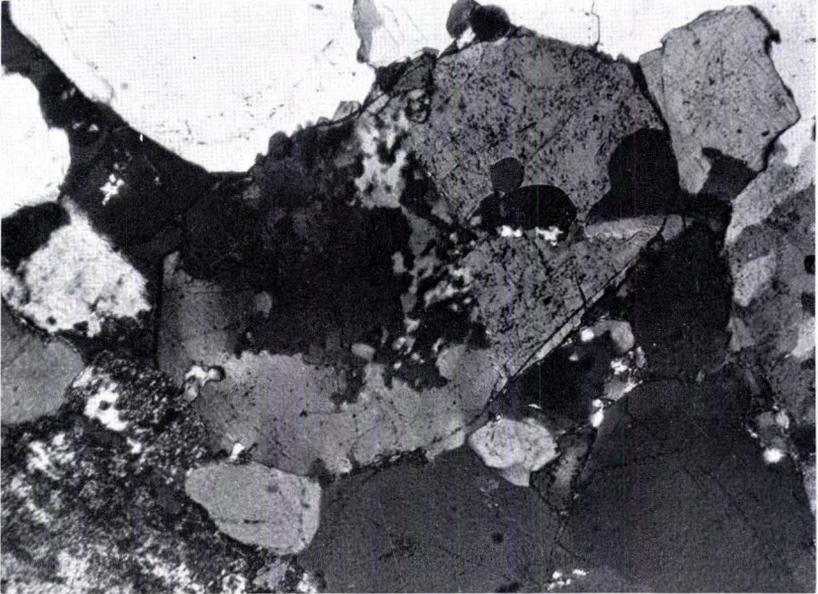


Abb. 9. Quarz-Orthoklas-Kornverband aus Granit oder Gneis mit recht dünnen Teilhüllen von authigenem Kalifeldspat und mit winzigen authigenen Quarzhüllen bzw. aufgewachsenen Quarzkriställchen am Quarz. — Feldspatführender Quarzsandstein, Avicula-Schichten, Volpriehausen-Folge (Mittlerer Buntsandstein). Fundort: Südwestl. P. 343,1 m; nordwestl. Rödeser Berg, Bl. 4621 Wolfhagen, R 35 12 82, H 56 92 64. Dünnschliff-Nr.: 6214, Handstück-Nr.: Rg 1002b. \times Nic.; Vergr.: 85 \times .

Authigene Feldspathüllen, vornehmlich Kalifeldspat (Orthoklas, Mikrolin, Adular) sind in Sandsteinen verschiedenster Genese verbreitet. Die Zusammensetzung der authigenen Hüllen wird dabei in erster Linie durch die Zusammensetzung der Porenlösungen bestimmt. Es ist deshalb häufig der Fall, daß die Zusammensetzung des detritischen Kernes von der Zusammensetzung der neugebildeten Hülle abweicht. Im Extremfall können sich z. B. an detritische Plagioklas-Körner Orthoklas-Hüllen anlagern, wie es u.a. von HELING (1965) im Schilfsandstein (Keuper) als Seltenheit festgestellt wurde. Andererseits sind auch Kalifeldspäte mit Albithüllen keinesfalls ungewöhnlich. Über solche im Buntsandstein des nördlichen Sammelbeckens berichtet FÜCHTBAUER (1967 a, S. 174).

Die Bildung authigener Feldspäte kann nur aus basischen Lösungen erfolgen, da diese an Alkalien in bezug auf das Löslichkeitsgleichgewicht mit Feldspäten übersättigt sein müssen.

Als Quelle der dazu benötigten Alkalien bieten sich folgende Vorgänge an:

- a) Auflösung feinsten Feldspat-Partikel im Sediment selbst.
- b) Drucklösung an Feldspat-Körnern.
- c) Transport durch Kompaktionsströme aus zwischengelagerten Tonlagen.
- d) Abbau von Glimmer.

Der unter d) angeführte Fall kann in Buntsandsteinproben aus dem hessischen Raum relativ häufig beobachtet werden. Das Endprodukt ist dabei eine Kaolinit-Illit-, „Wechselagerung“ (lediglich im optischen Sinne) in wurmförmigen oder geldrollenartigen Aggregaten (vgl. Abb. 10).

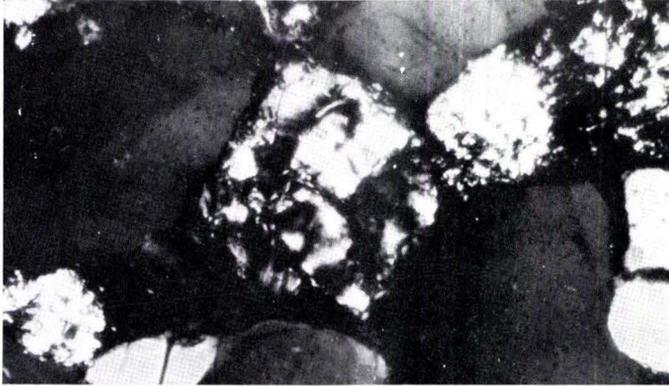
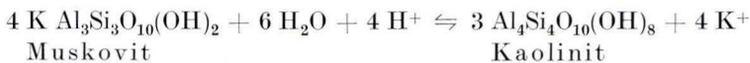


Abb. 10. Authigene Kaolinit-Illit-, „Wechselagerung“, aus Glimmer gebildet im Porenraum eines feldspatführenden Quarzsandsteins. Solling-Folge (Oberer Buntsandstein). Fundort: Bohrung Gudensberg (vgl. RAMBOW, 1967 b). Teufe 286,45 – 286,55 m. Bl. 4822 Gudensberg, R 35 24 88, H 56 72 60, ca. 233 m über NN. Dünnschliff-Nr.: 9891, Handstück-Nr.: Rw 97. \times Nic.; Vergr.: 125 \times .

Diese Umbildung läßt sich mit folgender Reaktionsgleichung beschreiben:



Der Reaktionsgleichung kann gleichzeitig entnommen werden, daß für die Bildung von Kaolinit aus Muskovit saure Lösungen benötigt werden. Die pH-Werte ähneln denjenigen von Podsolon im Verwitterungsbereich (SHELTON, 1964). Bei Bedingungen, welche die Kaolinitbildung begünstigen, werden Schwerminerale, wie Granat und Staurolith ausgemerzt.

Solche Bedingungen sind im Übergangsbereich Verwitterung \rightarrow progressive Diagenese sowie regressive Diagenese \rightarrow Verwitterung zu erwarten.

Aufgrund von Gefügebeziehungen der authigenen Komponenten untereinander in Sandsteinen der Buntsandsteinformation, hat die Kalifeldspatauthigenese ebenfalls in einer frühen Phase der progressiven Diagenese begonnen. Da sie in Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins intensiver in Erscheinung tritt als in den jüngeren Gliedern, kann angenommen werden, daß ihre Intensität mit der Tiefe zunehmen wird.

2.3. Authigene Karbonate und ihre Beziehungen zu den übrigen detritischen oder authigenen Bestandteilen

Im Bereich des südlichen fluviatilen Sammelbeckens der Buntsandsteinsedimentation sind primäre d. h. syngenetische Karbonate selten oder zumindest nicht leicht nachzuweisen. Erst im Unteren Buntsandstein Nordhessens (Korbacher Bucht),

im Grenzbereich zum nördlichen mehr brackisch-marinen Sammelbecken (vgl. FÜCHTBAUER, 1967 a) treten hin und wieder Ooidkörner auf (vgl. Abb. 11), die aber meist von diagenetisch mobilisiertem Calcit umgeben sind. In allen übrigen Bereichen treten Karbonate, Calcit und Dolomit überwiegend sporadisch in fleckiger Verteilung, lagenweise oder sogar als Einkristalle (Abb. 12 u. 13) auf.



Abb. 11. Kalkooid (Calcit) von diagenetisch gewandertem jüngerem Calcit umgeben. — Quarzsandstein mit karbonatischem Bindemittel, Korbach-Folge (Unterer Buntsandstein). Fundort: Stbr. an der Reihermühle. Bl. 4720 Waldeck, R 349796, H 568932. Dünnschliff-Nr.: 6581, Handstück-Nr.: Kul 106. \times Nic.; Vergr.: 110 \times .

Die Karbonate verdrängen fast alle übrigen Komponenten, vor allem Quarze, dabei auch solche mit authigenen Anwachsäumen (Abb. 14 u. 15, S. 26). Quarzitkörner werden häufig durch an den Korngrenzen fortschreitende Verdrängung in ihre Einzelindividuen zerlegt.

Orthoklas wird ebenfalls vom Karbonat verdrängt, dagegen bleiben Glimminerale relativ unbeeinflusst, nur an den Enden der Blättchen dringt manchmal das Karbonat vor. Glimmerplättchen werden häufig unter dem Druck des überlagernden Sedimentes deformiert. Diese Deformation, die mit der Kompaktion (Verdichtung, auch Setzung genannt) des Sedimentes einhergeht, ist meist vor dem Eindringen des karbonatischen Zementes erfolgt (Abb. 4, S. 18). Calcit bildet häufig zentimetergroße Einkristalle, die zahlreiche klastische Körner (alle vom Calcit korrodiert) umschließen (Abb. 12).

Für den Prozeß der Verdrängung der Silikatminerale durch die Karbonate wird die Übersättigung der Porenlösungen an Karbonat-Ionen vorauszusetzen sein. Der pH-Wert solcher Lösungen wird im basischen Bereich liegen, was die Auflösung der

Kieselsäure (vgl. KRAUSKOPF, 1959) und die Fällung des Karbonats begünstigt. Außerdem dürfte hierbei die Erhöhung der Temperatur (konstanten P_{CO_2} vorausgesetzt) eine wesentliche Rolle spielen. Die Löslichkeit von SiO_2 nimmt nämlich mit steigender Temperatur zu, während die Löslichkeit von Calcit im Bereich von $< 120^\circ C$ bei zunehmender Temperatur herabgesetzt wird.

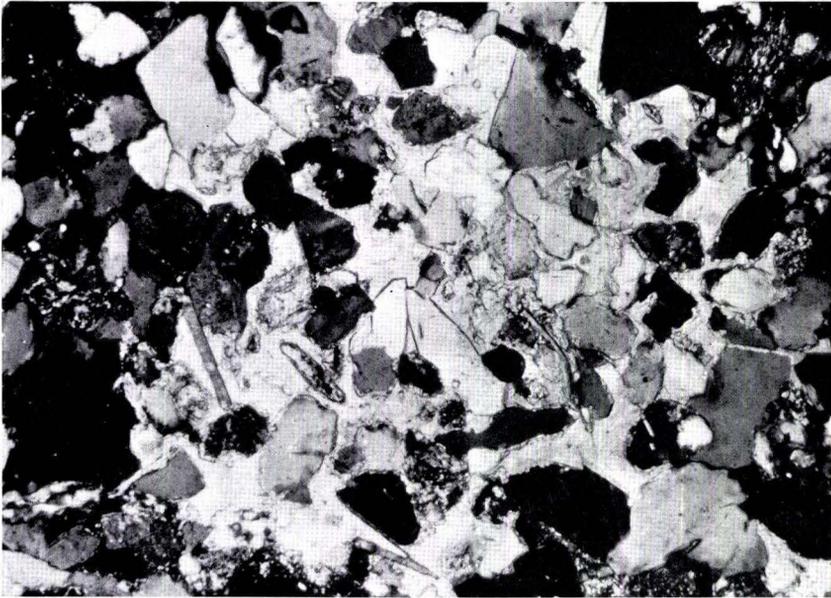


Abb. 12. Calcit-Einkristall umschließt und verdrängt zahlreiche detritische Quarz- und Feldspatkörner. — Quarzsandstein mit fleckig verteiltem Calcit-Bindemittel. Waldeck-Plattensandstein, Waldeck-Folge (Unterer Buntsandstein). Fundort: Profil Twiste am Burghardsberg, Bl. 4619 Mengeringshausen, R 349796, H 568932. Dünnschliff-Nr.: 6467, Handstück-Nr.: Kul 24a. \times Nic.; Vergr.: $110 \times$.



Abb. 13. Authigener idiomorpher Dolomitkristall umgibt und verdrängt z. T. Quarzkörner, teilweise mit authigener Anwachshülle. — Quarzit, Röt-Folge (Oberer Buntsandstein). Fundort und alle übrigen Angaben: wie Abb. 7 auf S. 20; Vergr.: $145 \times$.

Dies bedeutet aber, daß bei etwas erhöhter Temperatur und im basischen pH-Bereich SiO_2 gelöst und CaCO_3 ausgefällt wird (vgl. SIEVER, 1959, S. 76–77). Als Folge dieser Überlegung könnte die Verdrängung von Quarz (Orthoklas etc.) durch Calcit erst erfolgt sein, nachdem der Sandstein durch mächtigere jüngere Schichten überlagert war (SIEVER, 1959). Die zeitliche Aufeinanderfolge der Quarz- und Karbonatneubildung, wie sie im Buntsandstein beobachtet wird, stützt diese Hypothese.

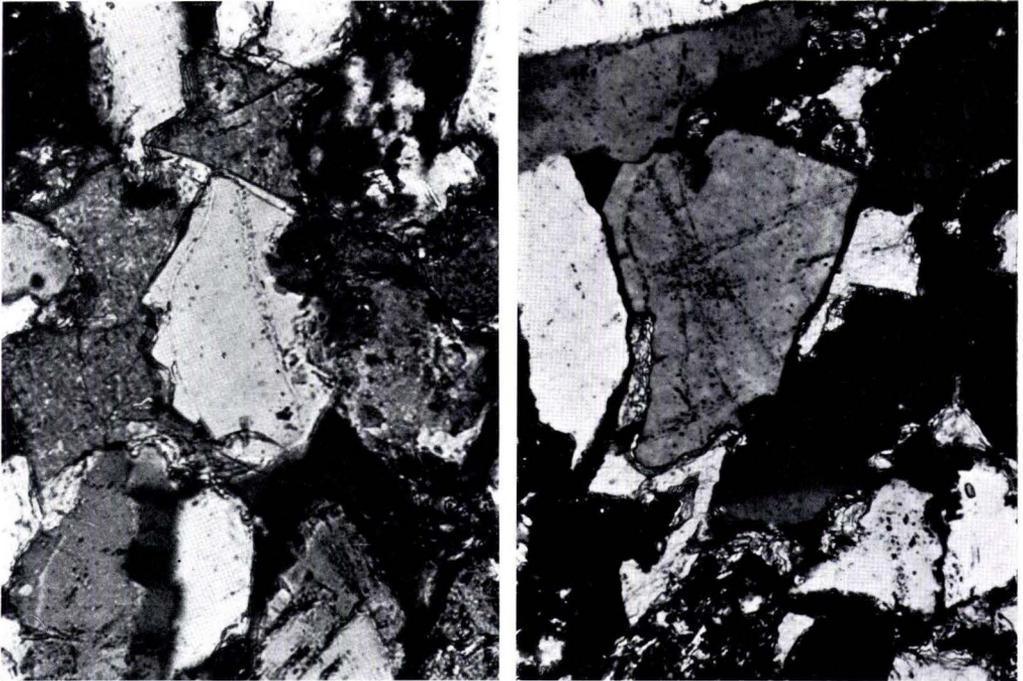


Abb. 14 (links). Authigene Quarzhülle wird von Calcit verdrängt. Feldspat-führender Quarzsandstein mit unregelmäßig verteiltem karbonatischem Bindemittel. Chirotherien-sandstein der Röt-Folge (Oberer Buntsandstein). Fundort: Stbr. Wienberg b. Neuerode. Bl. 4726 Grebendorf, R 35 74 06, H 56 76 52. Dünnschliff-Nr.: 4908, Handstück-Nr.: Rg 1223. \times Nic.; Vergr.: 150 \times .

Abb. 15 (rechts). Authigene Quarzhülle wird von Calcit verdrängt. Feldspat-führender Quarzsandstein mit teilweise karbonatischem Bindemittel. Solling-Folge (Oberer Buntsandstein). Fundort: Bohrung Gudensberg (vgl. RAMBOW, 1967b) R 35 24 88, H 56 72 60. Dünnschliff-Nr.: 9883, Handstück-Nr.: Rw 90. \times Nic.; Vergr.: 180 \times .

2.4. Authigene Sulfate

Im nordhessischen Raum, zumindest im Profil der Kernbohrung Schlierbachswald¹⁾ bei Eschwege, und in Thüringen (SÖFNER, 1938) treten in Schichten des Unteren

¹⁾ Die Kernbohrung Schlierbachswald, Bl. 4826 Eschwege, R 35 77 82, H 56 69 34, ca. 230 m über NN, ist bei 403,00 m im Hauptanhydrit (Zechstein 3) eingestellt worden. Zwischen 38,70–391,90 m ist ein lückenloses Profil des Unteren Buntsandsteins (ein-

Buntsandsteins — neben authigenen Quarz- und Kalifeldspat-Hüllen sowie Karbonaten — auch Sulfate (Gips, Anhydrit, Baryt, Cölestin) auf. Baryt (Abb. 16) findet man gelegentlich als lokal ausgebildeten Zement auch in anderen Buntsandstein-gebieten (vgl. u. a. MATTHESS, 1960, S. 59).

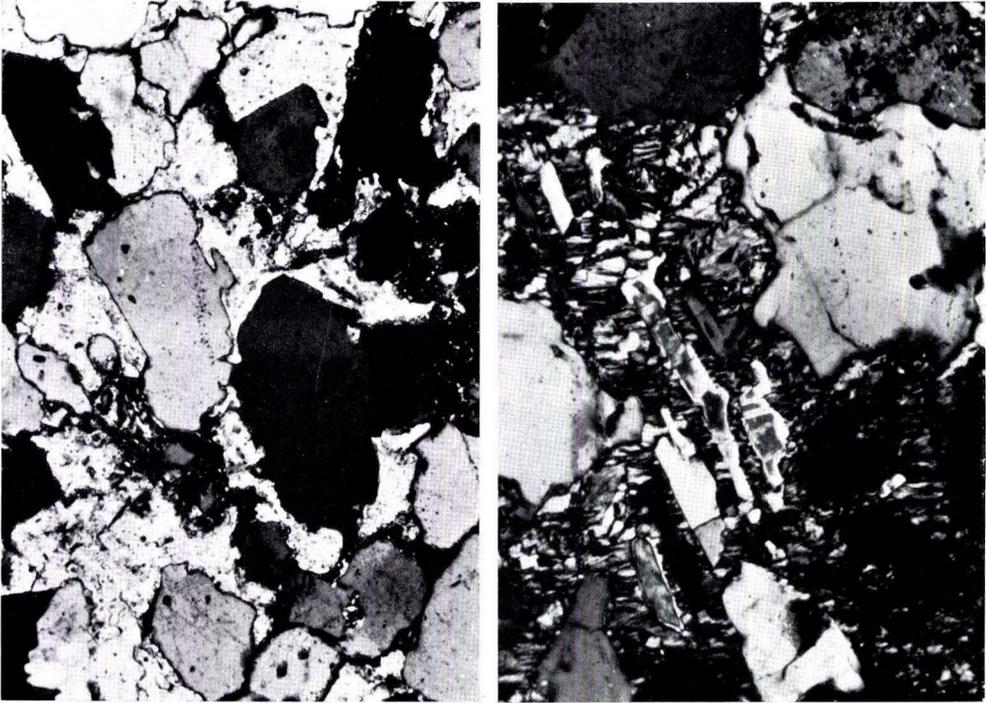


Abb. 16 (links). Baryt-Einkristall als lokal ausgebildetes Bindemittel (weißlich-grau). Scheinbar verdrängt auch Baryt den Quarz und die authigenen Quarzhüllen und erweist sich dadurch als die jüngere Bildung. Möglicherweise ist aber Baryt auch hier nur Nachfolger eines früheren Karbonats, das den Quarz verdrängt hatte. — Fundort: Alter Stbr. in Bodenhausen. Bl. 4621 Wolfhagen, R 35 2065, H 56 8857. Dünnschliff-Nr.: 6192, Handstück-Nr.: Rg 989. \times Nic.; Vergr.: 90 \times .

Abb. 17 (rechts). Gips-Zement (faserig) entwickelt sich in den Poren eines mittelkörnigen Sandsteins auf Kosten des Anhydrits (Bildmitte, reliktsch), der feinste Karbonateinschlüsse (in der Abb. nicht erkennbar!) enthält. Die Quarzkörner sind mit Verdrängungsspuren aufweisenden authigenen Quarzhüllen umgeben. Der Verdränger war vermutlich Calcit, welcher später selbst vom Calciumsulfat verdrängt wurde. Calciumsulfat konnte in Form von Gips, aber auch in Form von Anhydrit zur Ausscheidung gelangen. Wenn primär Gips vorhanden war, so ist dieser später in Anhydrit überführt worden, der nunmehr reliktsch vorliegt. Die Calciumsulfate sind jedenfalls jünger als die Quarzauthigenese. — Bröckelschiefer (Unterer Buntsandstein). Fundort: Bohrung Schlierbachswald bei Eschwege. Bl. 4826 Eschwege, R 35 77 82, H 56 69 34, ca. 230 m über NN. Dünnschliff-Nr.: 7719, Handstück-Nr.: B 369/383,3 m, (Teufe). \times Nic.; Vergr.: 140 \times .

schließlich Bröckelschiefer) entwickelt. Auf diesen von FINKENWIRTH (1962) stratigraphisch noch weiter untergliederten Bereich konzentrierten sich die Untersuchungen des Verfassers.

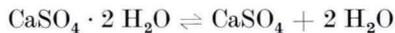
Gips und Anhydrit könnten hierbei primär (syngenetisch) sein und damit eine Salinarphase anzeigen, sie können aber auch diagenetisch gewandert sein. Die Entscheidung, welche von den beiden Möglichkeiten effektiv vorliegt, dürfte u.a. auch für die Interpretation von Schwefel-Isotopen-Bestimmungen von Interesse sein.

Die petrographischen Fakten, vor allem die Altersbezeichnungen zwischen Quarz-Authigenese und Anhydrit-(Gips)-Bildung sprechen allerdings für eine diagenetische Bildung der Sulfatminerale in einer späteren Phase der Sedimentogenese. Im oberen Teil des Profils fehlen Gips und Anhydrit, dagegen treten dort sporadisch und in fleckiger Verteilung Baryt und Cölestin auf.

Die hier beobachteten Sulfate sind höchstwahrscheinlich aus dem unterlagernden Zechstein-Salinar herzuleiten.

Die Zufuhr von sulfathaltigen Lösungen (vermutlich durch Kompaktionsströme) erfolgte erst nach Ausbildung der authigenen Quarzhüllen und evtl. nach deren Verdrängung durch Karbonat, welcher zutreffendenfalls seinerseits wiederum vom Calciumsulfat verdrängt worden sein muß²⁾. Die authigenen Quarzhüllen weisen jedenfalls deutliche Spuren einer Verdrängung (Abb. 17) auf. Mit Mitteln des Petrographen ist auch die Frage nicht eindeutig zu beantworten, ob Calciumsulfat ursprünglich als Gips kristallisiert war und erst bei weiterer relativer Versenkung in Anhydrit umgewandelt, oder aus den Porenlösungen bereits als Anhydrit ausgeschieden wurde. Im diagenetischen Bereich sind beide Fälle möglich. Fest steht lediglich, daß die Anhydrit-Modifikation sich in einem früheren Stadium ausgebildet hatte und zur Zeit nur in Form von Relikten vorliegt (Abb. 17, S. 27).

Wenigstens einmal also ist in diesen Sandsteinen die umkehrbare Reaktion



von rechts nach links abgelaufen. Diese Umwandlung markiert hier die Grenze zwischen der progressiven und regressiven Diagenese, die mit petrographischen Mitteln infolge der Seltenheit leicht erfaßbarer umkehrbarer diagenetischer Reaktionen häufig nicht so eindeutig festgestellt werden kann. Mit der Anhydritbildung wurde die Kulmination der progressiven Diagenese erreicht. OSTROFF (1964) stellt die früher für die Gips-Anhydrit-Umwandlung als gültig angesehene Temperaturangabe von 42° C (POSNJAK, 1940) in Frage und begründet experimentell und durch thermodynamische Berechnungen eine wesentlich höhere Temperatur. Nach ihm wird Gips in wäßrigen Salzlösungen bei 90,5° C in Anhydrit konvertiert. Zunächst bildet sich das Hemihydrat, dann Anhydrit. Aus reinen CaSO₄-Lösungen wird Gips entstehen und erst oberhalb von 97° C in Anhydrit übergehen. Wenn diese Angaben stimmen, so müssen wir für die untersuchten Sandsteine eine minimale Tiefenlage annehmen, in der diese Temperaturen durch den Temperatur-

²⁾ Dafür scheinen gelegentlich zu beobachtende Calcit-, „Einschlüsse“ im reliktschen Anhydrit zu sprechen. Hinzu kommt, daß die Verdrängung von Quarz durch Karbonate mit pH- oder T-Schwankungen leichter zu erklären ist als die Verdrängung durch Sulfate, die durch saure Lösungen angeliefert wurden. Man beachte hierzu den authigen ergänzten Quarzkristall (mit 2 aufgewachsenen idiomorphen Quarzkristallen) in Abb. 19, S. 30 (fast Bildmitte), der keine Verdrängungserscheinungen durch den umgebenden jüngeren Gips aufweist.

abgegrenzte, aber optisch einheitlich orientierte Bereiche, also Einkristalle), die manchmal von inkorporierten Eisenhydroxiden braunrot gefärbt sein können. Im Bereich des Barytzements sind detritische Quarzkörner, aber auch authigene Anwachshüllen korrodiert, verdrängt (vgl. Abb. 16, S. 27) und weisen damit den Baryt als jüngere Bildung aus. VON ENGELHARDT (1967) meint, daß die Barytbildung nicht in der Tiefe erfolgen kann, da Sulfate erst in oberflächennahen Porenlösungen vorkommen. Tiefgelegene Wässer (Grubenwässer vom Ruhrgebiet) enthalten nach MICHEL & RÜLLER (1964) sowie PUCHELT (1964, beide zit. nach VON ENGELHARDT, 1967) kein Sulfat, dagegen erhebliche Konzentrationen von Barium (1,000—5,000 mg/l). Solche Konzentrationen können auch in den Porenlösungen tief versenkter Sande bzw. Sandsteine erwartet werden. In der Heraushebungsphase treten oberflächennahe SO_4^- -haltige Grundwässer hinzu und es bildet sich Baryt (VON ENGELHARDT, 1967, S. 517). Ähnliches trifft auf Cölestin zu. Demnach wäre die Baryt-Bildung der

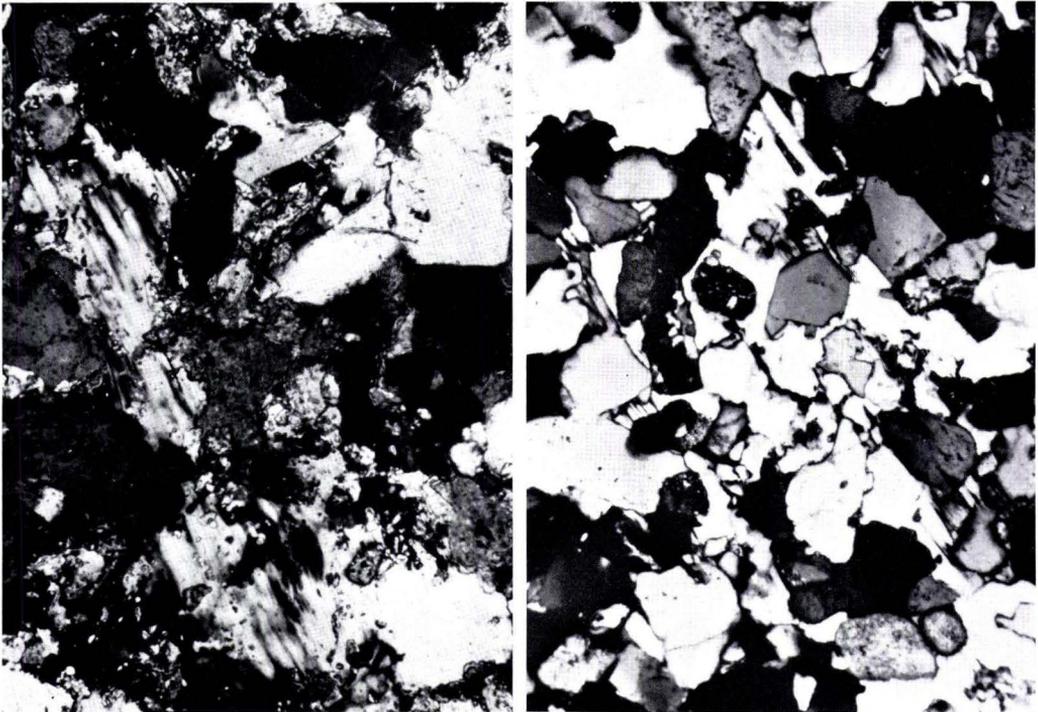


Abb. 18 (links). Junger Gips wird durch Calcit (Bildmitte, hier dunkelgrau) verdrängt. Sandstein aus dem Unteren Buntsandstein. Fundort: Bohrung Schlierbachswald. Bl. 4826 Eschwege, R 35 77 82, H 56 69 34, ca. 230 m über NN, Dünnschliff-Nr.: 7702, Handstück-Nr.: B 369/303,4 m (Teufe). \times Nic.; Vergr.: 135 \times .

Abb. 19 (rechts). Junger Gips-Porphyr (weiß) umgibt zahlreiche Quarzkörner, u. a. auch ein authigen ergänztes Quarz-Individuum mit 2 kleineren aufgewachsenen Quarzkriställchen, ohne diese zu verdrängen. Fundort: Bohrung Schlierbachswald. Bl. 4826 Eschwege, R 35 77 82, H 56 69 34, ca. 230 m über NN. Dünnschliff-Nr.: 7708, Handstück-Nr.: B 369/336,45 m (Teufe). \times Nic.; Vergr.: 60 \times .

regressiven Phase der diagenetischen Entwicklung zuzuschreiben. Die von FÜCHTBAUER (1967 a u. b) untersuchten Buntsandsteinproben stammen aber überwiegend aus Tiefbohrungen. Dort ist der Buntsandstein auch zur Zeit in erheblicher Tiefenlage, so daß eine regressive Phase der Diagenese für diese Sandsteine entfällt. Sie enthalten aber Baryt und Cölestin — und viel häufiger als diese beiden Endglieder das Mischglied Barytocölestin bis zu Tiefen von 3500 m, die dort zwar als jüngste Glieder (außer Steinsalz) der diagenetischen Bildungen auftreten, aber dennoch der progressiven Diagenese zugerechnet werden müssen. Auf diese Bildungen kann die Hypothese von ENGELHARDT's nicht angewendet werden.

Im Unteren Buntsandstein der Bohrung Schlierbachswald kann die Baryt-(Cölestin)-Bildung auch auf lokale Anreicherung des Ba^{2+} oder des Sr^{2+} in den Poren (durch Zersetzung der Feldspäte oder aus der Tonfraktion, die beide Elemente adsorptiv gebunden haben konnte) noch vor der Zufuhr von $CaSO_4$ -haltigen Lösungen aus dem Zechstein und auf die Reaktion dieser beiden Lösungen miteinander zurückgeführt werden. Viel wahrscheinlicher ist jedoch, daß Sr (und wohl auch Ba, obzwar seine Einbaufähigkeit in das Anhydritgitter viel beschränkter ist) — mit den Befunden von NOLL (1934) und GUNDLACH (1959) übereinstimmend — bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips (in der regressiven Phase der Diagenese) freigesetzt wurde, da das Gipsgitter unter bei dieser Umwandlung vorherrschenden Bedingungen offenbar weniger Sr (Ba) aufzunehmen fähig ist als das Anhydritgitter. Bei der Lösung und Umkristallisation wird Sr (Ba) solange in den Porenlösungen angereichert, bis das Löslichkeitsprodukt seines Sulfates überschritten wird und Cölestin (bzw. Baryt) ausfallen kann. In diesem Sinne wären Cölestin und Baryt im Unteren Buntsandstein der Bohrung Schlierbachswald ebenfalls Produkte der regressiven Diagenese. Bei der Gips→Anhydrit Umwandlung (im Zuge der progressiven Diagenese) treten keine wesentlichen Sr-Verluste ein; dies folgt aus den Befunden von G. MÜLLER (1962), nachdem primäre Gipsabscheidungen aus dem Meerwasser mit durchschnittlich ca. 0,25% Sr (aufgrund der in l.c. Tab. 13, S. 20 mitgeteilten Werte) i.W. genau soviel Sr wie Anhydrit (0,22% Sr) enthalten. In anderen Gebieten mit sporadischem Baryt-Zement (in isolierten Flecken) ist Baryt wohl ein Produkt der regressiven Diagenese und kann entsprechend der Vorstellung von von ENGELHARDT (1967) durch Hinzutritt von oberflächennahen sulfathaltigen Grundwässern zu den in der Tiefe an Ba angereicherten Porenlösungen gebildet worden sein. Da aber der Buntsandstein im hessischen Raum fast überall von Zechstein unterlagert wird, muß hier stets auch mit einem Sulfat-Beitrag aus der Tiefe durch Kompaktionsströme während der Buntsandstein-Diagenese gerechnet werden.

2.5. Die übrigen Neubildungen (Tonminerale, Chlorit, Anatas, Goethit)

Alle hier erwähnten diagenetischen Neubildungen sind im hessischen Buntsandstein zwar fast überall, jedoch stets in geringen Mengen (fast akzessorisch) und lokal, d. h. in kleineren Bereichen der Gesteinskörper, ausgebildet. Tonminerale, vorwiegend Kaolinit, bilden sich durch Abbau von Glimmer (vgl. Abschnitt II. 2.2. über Kalifeldspatauthigenese) und von Feldspäten wohl z. T. noch im Ablagerungsbereich und in der allerersten Phase der progressiven Diagenese. Sie können außerdem auch in der

letzten Etappe der regressiven Diagenese als Zersetzungsprodukte unterhalb des Grundwasserspiegels entstehen. In Sandsteinen findet man sie stets im Porenraum am schönsten entwickelt. Wohl sind verschiedene Tonminerale vorhanden. RIEDEL (1961) fand überraschenderweise sogar den als hydrothermale Entstehung bekannten Dickit. FÜCHTBAUER (1967 a) erwähnt als frühdiagenetische Bildungen „Mixed Layer“ Vermiculit, Sudoit (?) und Chlorit. Chlorit selbst fand der Verfasser nur als Umwandlungsprodukt von detritischem Biotit.

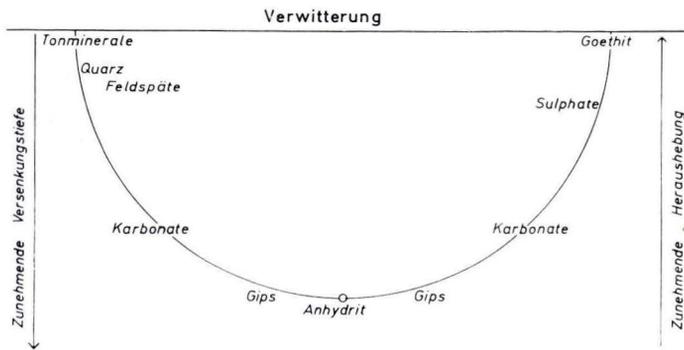
Von den Titanmineralen ist Anatas als authigenes Schwermineral in manchen Sandsteinen, besonders in violettgefärbten Varietäten, ein relativ häufiger akzessorischer Bestandteil. Die Bildungsbedingungen dieses Minerals im diagenetischen Bereich scheinen so gut wie unbekannt zu sein, jedenfalls gewinnt man diesen Eindruck, wenn man die einschlägigen Nachschlagewerke durchsieht (PETTIJOHN, 1957; THEODOROVICH, 1961; DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1962, Bd. 5, S. 40—47). Auch TRÖGER (1967, S. 120) begnügt sich mit allgemeinen Angaben, nach denen Anatas bei geringer Belastung in kühl hydrothermalem Milieu oder hydrisch bei Verwitterungsvorgängen entsteht. Nach MILNER (1962, S. 446) wird die Bildung von Anatas durch die höhere Porosität eines Sediments erleichtert, welche die Zirkulation von „sauerem Wässern“ ermöglicht. Auch nach ZIMMERLE (1963) bilden sich Anatas und Brookit im sauren pH-Bereich, andere Milieufaktoren sind unbekannt. Neuerdings haben sich SCHULING & VINK (1967) mit den Stabilitätsverhältnissen der Titanminerale: Titanit, Perowskit, Rutil und Anatas befaßt, aber vorwiegend im T-P-Bereich der epizonalen Metamorphose. Für den hier betrachteten diagenetischen Bildungsbereich ist vor allem die Folgerung wichtig, daß im Gegensatz zu Angaben von MILNER (1962) u.a., die Bildung von Titanit in Sedimenten nicht möglich ist. Anatas hat kein wirkliches Stabilitätsfeld. Infolge der nahezu gleich großen freien Energien der beiden Minerale Anatas und Rutil, wie sie durch Löslichkeitsexperimente angezeigt werden, wird sich Anatas in niedrigtemperierten Bildungsbereichen leichter bilden als die stabile polymorphe Phase Rutil. Höherer Druck wird dagegen die Bildung von Rutil begünstigen (SCHULING & VINK, 1967, S. 2410—2411). Auch Brookit, eine weitere Modifikation des TiO_2 , ist als authigene Bildung bekannt, so z. B. in Sandsteinen des Dogger-beta, wo dieser hauptsächlich in der Umgebung von Schwermineralseifen auftritt (ZIMMERLE, 1963). Im hessischen Buntsandstein ist dieses Mineral bislang nur als sehr seltene detritische Komponente gefunden worden (MEISL, 1965 a).

Das für die Anatas-Authigenese benötigte TiO_2 stammt größtenteils aus detritischem Biotit, zu einem geringeren Teil aus dem im Schwermineralkonzentrat gelegentlich sicher auftretenden Ilmenit.

Goethit-Zement ist in massiger Form ebenfalls nur lokal ausgebildet und wohl aus diagenetisch entstandenen oder später zugewanderten Sulfiden in der allerletzten Phase der regressiven Diagenese hervorgegangen. Diagenetisch gebildeten Pyrit beschreibt VALETON (1953) aus dem süddeutschen Buntsandstein (Bohrungen). Im nordhessischen Raum ist Goethit-Zement ebenfalls häufig mit Vererzungen verbunden (Raum Twiste und Wrexen). Aus Wrexen ist aber eine sulfidische Kupferparagenese mit an inkohlte Pflanzenreste gebundener Urananreicherung bekannt (MEISL, 1965 b).

3. Die relative zeitliche Abfolge der diagenetischen Prozesse im hessischen Buntsandstein

Schon in den vorhergehenden Abschnitten wurde versucht, die besprochenen diagenetischen Prozesse zeitlich in bezug auf den Beginn oder auf das Ende der progressiven oder regressiven Diagenese einzustufen. Aus den Gefügebeziehungen der verschiedenen authigenen Neubildungen in verschiedenen Profilen und an verschiedenen Orten wird sich eine schematische, relative Aufeinanderfolge des diagenetischen Geschehens ablesen lassen. Es gibt genügend ernstzunehmende Einwände gegen ein derartiges Vorgehen (vgl. GILBERT, 1949; PETTIJOHN, 1957; SIEVER, 1959; GLOVER, 1964; FÜCHTBAUER, 1967 a). Die Schwierigkeiten liegen in der Mehrdeutigkeit von Gefügebildern, insbesondere bei der Ermittlung der aktiven und passiven Verdrängungspartner, da man im Dünnschliff nur einen zweidimensionalen Anschnitt hat. GLOVER empfiehlt, zur sicheren Diagnose und zum genaueren Studium der Grenzflächen, den U-Tisch einzusetzen. Auch FÜCHTBAUER (1967 a) beschreibt eine Reihe von Kriterien, die im Falle mehrerer Zementminerale die Entscheidung hinsichtlich der Altersbeziehungen derselben erleichtern und betont, daß die „unmittelbaren Gefügemerkmale meistens nur zu Wahrscheinlichkeits-Aussagen“ führen. Als ob-



Schematische Abfolge diagenetischer Vorgänge am Beispiel des Unteren Buntsandsteins in der Bohrung „Schlierbachswald“ bei Eschwege

Abb. 20. Die progressive Diagenese wird mit der Tonmineralneubildung, die bereits im Verwitterungsbereich beginnen kann, eingeleitet. Mit zunehmender Versenkungstiefe beginnt die Quarz- und Feldspätauthigenese, die an der einen Stelle fort dauern kann, während an anderen Stellen der gleichen Tiefenlage mit abweichendem Mikro-Milieu die Abscheidung der Karbonate und die Verdrängung der Silikatminerale durch diese oder die Bildung von Sulfaten eintreten kann. Im vorliegenden konkreten Beispiel (Unterer Buntsandstein in der Bohrung Schlierbachswald) wurde in diesem Stadium Gips oder Anhydrit gebildet. Mit der Rückumwandlung des Anhydrits in Gips wurde die regressiv Diagenese eingeleitet. Ihre Spuren sind in anderen Schichtgliedern des Buntsandsteins nicht so deutlich verfolgbar. In der Bohrung Schlierbachswald kommt es dabei zur Bildung von Karbonaten (Zutritt von Alkalihydrokarbonatwässern) und Sulfaten (Auflösung und Neuaufsatz älterer Ca-Sulfate, Baryt- und Cölestin-Bildung). Bei fortschreitender Heraushebung und Anstieg des Redoxpotentials bilden sich Hydroxyde wie Goethit, lösliche Zementminerale werden entfernt, Schwerminerale angeätzt, z. T. ausgemerzt, Tonminerale neu gebildet. Sofern das Schichtpaket über den Grundwasserspiegel herausgehoben wurde, geht die regressiv Diagenese in die Verwitterung über.

jektivere Methoden bieten sich nach FÜCHTBAUER (1967 a) die „Minus-Zement-Porosität“ (ROSENFELD, 1949, zitiert nach FÜCHTBAUER, 1967 a) und die „Kontaktstärke“ an. Im vorliegenden Falle wurde die zeitliche Abfolge mit der nötigen Vorsicht und in Kenntnis dessen, daß sie nur eine „Wahrscheinlichkeit“ darstellt, aufgrund der beobachteten Gefügebeziehungen abgeleitet. Sie kann schematisch wie folgt angegeben werden (a):

a) Hessischer Buntsandstein (i. w.südl. fluviatiles Sammelbecken)	b) FÜCHTBAUER (1967 a, S. 172)
1. Tonmineralneubildung: vielleicht noch im Abtragungsgebiet beginnend, solange pH 7. Am Ende der regressiven Diagenese (unterhalb des Grundwasserspiegels) eine zweite Phase möglich.	1. Analeim, Vermiculit, Mixed Layer 2. Feldspäte, Chlorit 3. Quarz 4. Calcit 5. Anhydrit
2. Quarz-Authigenese und Feldspat-Authigenese: ziemlich gleichzeitig, nach Eindeckung der Mutterkörner beginnend und mit zunehmender Tiefenlage intensiver werdend. In manchen Schichten erfolgt durch diesen Vorgang der Abschluß der Diagenese infolge Versiegelung der Poren.	6. Dolomit 7. Barytocölestin 8. Steinsalz
3. Karbonate: im Normalfall erst in größeren Versenkungstiefen oder unter reduzierenden Bedingungen einsetzend, aber später mehrfache Mobilisierung und Neuabsatz; es gibt deshalb auch verschieden alte Karbonate. Karbonatbildung auch in frühen Phasen der regressiven Diagenese erwiesen. In jüngeren Phasen der regressiven Diagenese überwiegt dagegen die Auslaugung von Karbonaten.	
4. Sulfate: z. T. etwa gleichzeitig mit den Karbonaten beginnend, meist aber jünger. Ebenfalls mehrere Phasen. Gips und manche Baryte (Cölestine) gehören der regressiven Diagenese an und sind dann die jüngsten diagenetischen Bildungen.	
5. Hydroxyde: Goethit aus früheren Sulfiden im Bereich von Erznestern (disseminated ores), stets in der regressiven Phase der Diagenese entstanden.	

Aus der Gegenüberstellung mit der von FÜCHTBAUER (1967 a) gefundenen Ausscheidungsfolge (b) geht hervor, daß die beiden Abfolgen doch erstaunlich gut übereinstimmen. Der von FÜCHTBAUER konstatierte zeitliche Unterschied in der Feldspat- und Quarzauthigenese konnte im hessischen Material allerdings nicht festgestellt werden. Die Karbonate bilden sich auch im hessischen Raum in mehreren

Etappen. Ihre Stellung bezüglich der Bildungszeit von Anhydrit läßt sich aber nicht eindeutig festlegen, da Anhydrit nur noch reliktsch vorliegt und stets von jüngerem Gips umgeben wird. Gelegentliche kleine Karbonateinschlüsse im Anhydrit-Relikt weisen jedoch darauf hin, daß Anhydrit wahrscheinlich jünger ist als die ältesten Karbonate. Die übrigen Unterschiede (Steinsalz und Analcim) sind durch die Verschiedenheit des Ablagerungsmilieus und durch die unterschiedliche Tiefenlage hinreichend erklärt. Die vornehmlich im Unteren Buntsandstein der Bohrung Schlierbachswald beobachteten diagenetischen Prozesse, ergänzt durch manche, die in jüngeren Gliedern des hessischen Buntsandsteins und an anderen Orten beobachtet wurden, sind schematisch auch in Abb. 20 (S. 33) dargestellt. Die Vorgänge lassen sich an einen Halbkreis anreihen, mit der Verwitterung beginnend und in diese einmündend.

III. Zur Diagenese basischer Tuffe: der Schritt von der Diagenese zur Metamorphose am Beispiel des Schalsteins (Lahn-Dill-Gebiet)

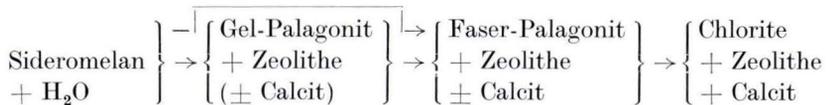
Gegenüber den Quarzpsammiten weisen Pyroklastite, besonders aber basische Tuffe, wesentlich reaktionsfähigere Bestandteile auf. Das wichtigste dieser reaktionsfähigen Bestandteile ist das instabile vulkanische Glas. Während der Diagenese solcher Tuffe bilden sich auf Kosten dieses vulkanischen Glases vornehmlich verschiedene Zeolithe. Diese Zeolithbildung kann im marinen Ablagerungsmilieu offenbar schon in einem sehr frühen Stadium der Diagenese eintreten. Dafür spricht z. B. der Befund von MURRAY & RENARD (1891), die erstmalig Phillipsit als Umwandlungsprodukt basaltischen Materials in sehr jungen Sedimenten des Indischen und Stillen Ozeans feststellten (Proben der Challenger-Expedition). Ihr Befund wurde von BONATTI (1963) bestätigt. Nach ihm ist Phillipsit in pelagischen Sedimenten des Stillen Ozeans flächenhaft sehr verbreitet und bildet mehr als 50% der karbonatfreien Fraktion dieser Sedimente. Auch in anderen marinen Bildungsbereichen ist eine frühe Bildung von Zeolithen auf Kosten vulkanischen bzw. pyroklastischen Materials bekannt, so z. B. im Golf von Neapel, wo MÜLLER (1961) Analcim-Bildung in rezenten trachytischen bis nephelin-tephritischen Tufflagen beobachtete. In terrestrischen Tufflagen kann die Zeolithbildung ebenfalls früh eintreten, häufiger sind dort die Zeolithe jedoch später, in größeren Versenkungstiefen gebildet worden. In mächtigeren Tuffablagerungen ist häufig eine Zonenabfolge der Zeolith-Paragenesen festzustellen, die Anlaß zur Aufstellung der Zeolith-Fazies der Diagenese (FYFE et al. 1958, COOMBS, 1954 u. 1961) gegeben haben und in noch größeren Versenkungstiefen von metamorphen Fazien abgelöst werden (vgl. nachfolgende Abschnitte).

I. Die Palagonitisierung

Es kann hier nicht beabsichtigt werden, alle Fragen der zeolithischen Diagenese zu erörtern, diesbezüglich wird vielmehr auf die Zusammenstellung von HAY (1966) verwiesen. Für den hier verfolgten Zweck hat aber eine bestimmte Art der Umbildung basischer Tuffe besondere Bedeutung, die seit SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1853) unter dem Namen Palagonitisierung bekannt ist. Palagonit ist hierbei eine

Sammelbezeichnung für vornehmlich durch Hydratation gebildete Umwandlungsprodukte des meist braunen basaltischen Glases, des Sideromelans. Palagonit unterscheidet sich deshalb vom Sideromelan vor allem durch seinen Wassergehalt (20 bis 30%), ferner durch seinen variablen Gehalt an Montmorillonit und Goethit (BONATTI, 1963). Diese Hydratation ist mit einer Wegfuhr gewisser Komponenten infolge Lösungsvorgänge gekoppelt, die nach HENTSCHEL (1951, S. 204—205) vorwiegend die Alkalien und CaO betreffen. Eisen und Titan sind dagegen von den Lösungsvorgängen praktisch nicht betroffen. Charakteristisch ist lediglich die vollständige Aufoxydierung des Fe^{2+} des Sideromelans in Fe^{3+} im Palagonit, der kein Fe^{2+} mehr enthält. Der herausgelöste Anteil wird im zwischenfragmentarischen Raum der Tuffe in Form von Zeolithen \pm Calcit abgeschieden. In Tiefseesedimenten ist dabei Phillipsit das häufigste Zeolith-Mineral. Deshalb kann man vermuten, daß Phillipsitbildung und Palagonitisierung verwandte Vorgänge sind (HAY, 1966). Außer Phillipsit können in Palagonit-Tuffen auch andere Zeolithe vorhanden sein. PEACOCK (1928) fand in isländischen Palagonit-Tuffen u.a. Stilbit (Desmin), Ptilolith (Mordenit) Faujasit und Analcim. HOPPE (1941) erwähnt Natrolith aus dem Palagonit von Portella di Palagonia.

Optisch sind isotroper Gel-Palagonit und anisotroper Faser-Palagonit zu unterscheiden. Für sideromelanisches Glas sind strukturell — neben Einsprenglingen und gelegentlicher Fluidaltexur — Bläschen besonders charakteristisch, von denen die Palagonitisierung meist ausgeht. Weder Form und Größe, noch die Verteilung und Anordnung der Bläschen (oder Einsprenglinge) werden durch die Palagonitisierung verändert. Daraus muß mit HENTSCHEL (1951, S. 205) gefolgert werden, daß — trotz beträchtlicher Wasseraufnahme — keine Volumenzunahme bei der Umwandlung des Sideromelans in Palagonit eintritt. Gel- und Faser-Palagonit sind aber keine stabilen Endglieder der durch die Palagonitisierung eingeleiteten Umwandlungsprozesse. HENTSCHEL (1951, S. 209) gibt folgendes Entwicklungsschema an:



HENTSCHEL (1951) meint, daß die Palagonitisierung nicht unter den Vorgängen der Diagenese einzureihen sei, da besondere hydrothermale Bedingungen die Umwandlung des instabilen Sideromelanglases in Palagonit veranlassen. Die besonderen hydrothermalen Bedingungen können jedoch bei Berührung der heißen Lapilli mit dem kalten wäßrigen Milieu lediglich kurzzeitig wirksam gewesen sein, so daß eine diagenetische Umbildung nach Meinung des Verfassers wahrscheinlicher ist. Dafür spricht auch die von HAY (1966) — mit Berufung auf MOORE (1965) — mitgeteilte Beobachtung, daß in rezenten submarinen Eruptiva Palagonit und Phillipsit abwesend oder zumindest sehr selten sind.

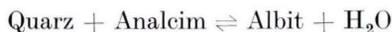
2. Die mineralfazielle Stellung des Schalsteins

Es ist ebenfalls das Verdienst von H. HENTSCHEL, die oben kurz geschilderten Bildungsetappen der Palagonitisierung, wie sie in jungen basischen Tuffen beob-

achtet werden können (Beselicher Kopf, Bl. Hadamar, z. B.), an Hand von Gefüge-
relikten im devonischen Schalstein des Lahn-Dill-Gebietes nachgewiesen zu haben.
Gegenüber den Palagonit-Tuffen zeigt der Schalstein jedoch charakteristische Ver-
änderungen des Mineralbestandes und des Gefüges, die ihn bereits als metamorphes
Gestein ausweisen. Ein Zwischenstadium auf dem Wege der Entwicklung Palagonit-
Tuff → Schalstein stellen (nach HENTSCHEL, 1951) die veränderten Palagonit-Tuffe
von Jamaica dar, die während der Antillen-Orogenese (Tertiär) verfaltet und
dynamometamorph verändert worden sind. Sie enthalten viel Analcim im intrafrag-
mentarischen Raum, der teilweise bereits in Albit umgewandelt wurde (vgl. RAW,
1943). Im Zusammenhang mit dem Schalstein spricht HENTSCHEL (1951, S. 225) von
einer „Epizonalmetamorphose“ unter der „Vorherrschaft hydrothermalen Bedin-
gungen“, worin bereits all das beinhaltet ist, was man heute unter der zeolithischen
Fazies im weiteren Sinne versteht. Chloritisierung, Albitisierung, Leukoxen (Titanit
± Anatas) — und Calcit — Abscheidung sind hierbei wesentliche Vorgänge der
Mineralumbildung, während Plättung (vgl. HENTSCHEL, 1961), verbunden mit einer
mehr als 50%igen Mächtigkeitsabnahme, die wichtigsten Gefügeveränderungen
gegenüber dem Edukt darstellen.

Mit dem Ziele nähere Anhaltspunkte für die mineralfazielle Einstufung der
Schalsteine zu gewinnen, hat Verfasser einen großen Teil des umfangreichen Proben-
materials von H. HENTSCHEL durchgesehen. Hierbei konnten alle wesentlichen An-
gaben von HENTSCHEL (1951, 1952b, 1956a und 1961) bestätigt werden. In einem
Falle ist jedoch eine für die vorliegende Fragestellung wichtige Ergänzung notwendig.
Sie betrifft die Schalsteine mit Albit-Zement, wie sie z. B. am Fuße der Burgfelsen
von Runkel und Schadeck a. d. Lahn (Bl. Hadamar) vorkommen. HENTSCHEL (1951,
S. 214) sieht in dem Albit-Zement (mit Calcit und Epidot als gelegentliche untergeord-
nete Beimengungen) die Abbildung eines ursprünglichen zeolithischen Netzwerkes,
wie dieses für palagonitische Sideromelan-Lapilli-Tuffe charakteristisch ist. Der
Schalstein am Fuße der Burgfelsen von Schadeck enthält aber außerdem auch
Pumpellyit in prächtigen Büscheln mit allen diagnostischen Merkmalen dieses
Minerals (Abb. 21, 22, 23 u. 24, S. 38—39).

Dieser Befund ist für die mineralfazielle Einstufung des Schalsteins sehr wichtig,
da Pumpellyit — wie es in den nachfolgenden Abschnitten noch eingehender be-
gründet wird — eines der fazieskritischen Minerale der niedrigtempe-
rierten Metamorphose ist. Vermutlich bestand dieses heute albitische Binde-
mittel früher aus Analcim und aus anderen Zeolithen. Aus Analcim wurde dann
unter metamorphen Bedingungen (eine hydrothermale Phase i.e.S. scheidet wohl
bei Schalsteinen aus) nach der bekannten Reaktion:



Albit gebildet. Gleichzeitig dürfte aus evtl. vorhandenem Heulandit Laumontit und
aus diesem schließlich Pumpellyit gebildet worden sein. Im allgemeinen dürften die
Umbildungsbedingungen der Schalsteine den physikalischen Bedingungen der
Laumontit-Prehnit-Quarz-Fazies, lokal auch — wie im Falle des Schalsteins
von Schadeck — der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies entsprochen haben,
Laumontit und Prehnit konnten allerdings bislang in Schalsteinen nicht nach-

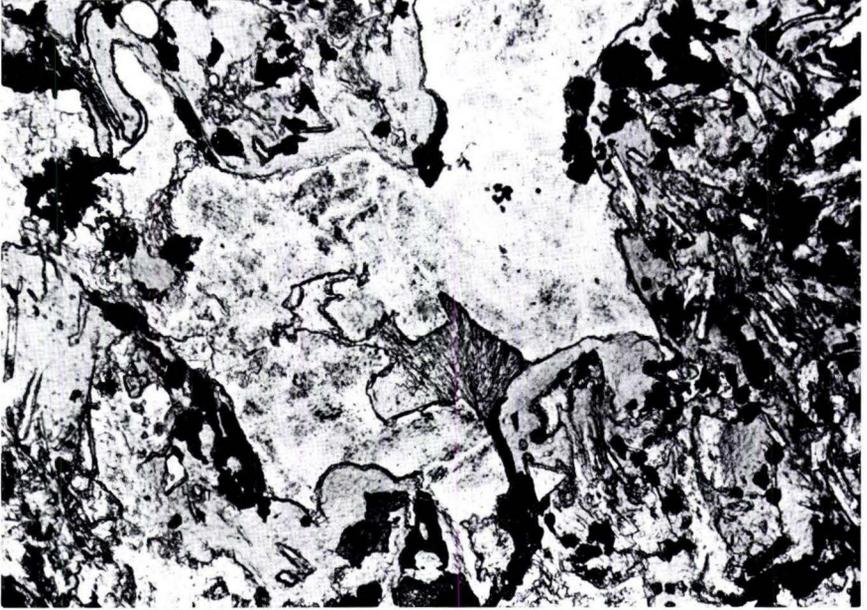


Abb. 21. Pumpellyit-Büschel mit Albit und etwas Chlorit als Zement der palagonitischen Tuff-Fragmente im Schalstein. Fundort: Burgfelsen von Schadeck, Bl. 5514 Hadamar, R 344024, H 558603 Handstück-Nr.: He 128, Dünnschliff-Nr.: 10102; ohne Nic.; Vergr.: 85 \times .

gewiesen werden. Die Ursache der offensichtlichen Abwesenheit dieser fazieskritischen Minerale in den meisten Schalsteinen ist im hohen Calcit-Gehalt dieser Gesteine zu suchen. Offenbar war der CO_2 -Partialdruck, d. h. die chemische Aktivität von CO_2 , so groß, daß die Ca^{2+} -Ionen — sonst für die Bildung von Ca-Zeolithen (etwa Laumontit) verfügbar — restlos durch CO_3^{2-} -Ionen verbraucht wurden. Dies steht mit der Folgerung von ZEN (1961) im Einklang, nach der anstelle eines Ca-Zeoliths wie Laumontit, Calcit + Tonminerale + Quarz gebildet werden, wenn der CO_2 -Partialdruck des Systems erhöht wird. Die Stelle der Tonminerale nehmen im Schalstein gegenwärtig Chlorite ein. Es besteht aber trotzdem die Hoffnung, daß bei weiteren systematischen Untersuchungen in karbonatärmeren Schalsteinen, evtl. in Grauwacken des gleichen paläozoischen Schichtkomplexes, die für die Laumontit-Prehnit-Quarz-Fazies typischen Mineralkombinationen nachgewiesen werden können, wie dies z. B. HUCKENHOLZ (1967) in Grauwacken des geologisch mit dem Rheinischen Schiefergebirge verwandten Harzes gelungen ist. In diese Richtung weist auch das Auftreten von Pyrophyllit in den als Porphyroide bekannten Keratophyrtuffen des Dill-Gebietes, der in diesen Gesteinen Pseudomorphosen nach Feldspat bildet. Dieser Befund von H. HENTSCHEL und vom Verfasser bedarf jedoch noch weiterer Untersuchung. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang ferner, daß SCHERP & STADLER (1968) Pyrophyllit jüngst in ordovizischen Tonschiefern des Ebbe-Sattels nachgewiesen haben, den sie dort als „hochdiagenetische“ Bildung deuten (vgl. hierzu auch Abschnitt I.).

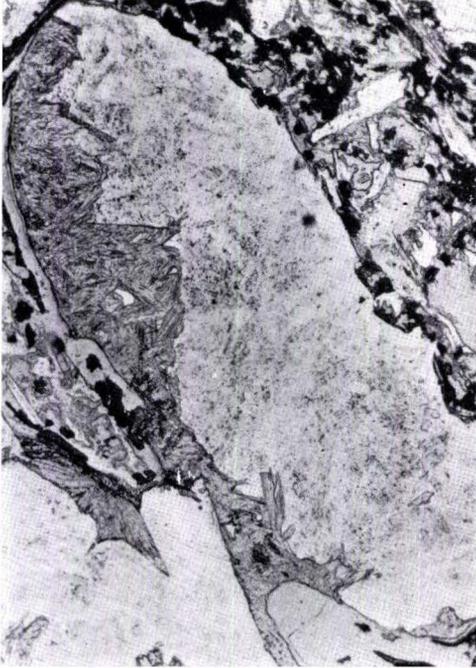


Abb. 22 (unten links). Pumpellyit (Doppel-Kristall, rechts) mit Calcit (Spaltrisse!) und Albit im interfragmentarischen Raum des Schalsteins. Fundort: wie Abb. 21; Handstück-Nr.: He 128, Dünnschliff-Nr.: 10317; ohne Nic.; Vergr.: 140 \times .



Abb. 23 (oben links). Pumpellyit (Büschel, oben links) und Albit füllt größere Bläschen im ehemaligen Bimsfragment des Schalsteins. Fundort, Handstück-Nr. und Dünnschliff-Nr. wie Abb. 22; ohne Nic.; Vergr.: 85 \times .

Abb. 24 (oben rechts). Objekt und alle sonstigen Angaben wie Abb. 23, jedoch \times Nic.

Die hier dargelegten, noch ergänzungsbedürftigen Befunde gestatten aber bereits den vorläufigen Schluß, daß eine niedrigtemperierte Metamorphose, etwa den physikalischen Bedingungen der Laumontit-Prehnit-Quarz-Fazies entsprechend, wahrscheinlich für das gesamte Rheinische Schiefergebirge anzunehmen ist. Die Schwierigkeit dies im einzelnen nachzuweisen, liegt darin begründet, daß die für diese Faziesbereiche charakteristischen Minerale auch hydrothermalen Entstehung sein können und aus chemischen Gründen effektiv häufiger in basischen Vulkaniten (oder in Abkömmlingen derselben) als in normalen Sedimenten auftreten. So findet man z. B. Pumpellyit häufiger in Diabasen als in sonstigen Gesteinen, aber auch granitische Tiefengesteine können dieses Mineral führen, wie es erstmalig ERDMANNSDÖRFER (1945) im Odenwald nachgewiesen hatte. Der folgende Abschnitt soll deshalb der Bedeutung dieses Minerals für niedrigtemperierte Bildungsbereiche, insbesondere für die niedrigtemperierte Metamorphose, gewidmet sein.

IV. Die Bedeutung von Pumpellyit für niedrigtemperierte Bildungsbereiche, insbesondere für die niedrigtemperierte Metamorphose

I. Der Stabilitätsbereich von Pumpellyit nach Naturbeobachtung und Experiment

Pumpellyit wurde von seinen Entdeckern PALACHE & VASSAR (1925) als „pneumotektische“ und hydrothermale Bildung aus kupferführenden basischen Ergußgesteinen des Kupferdistriktes am Lake Superior beschrieben. (Synonyma: Clorastrolith, Zonochlorit, Lotrit³), vgl. COOMBS, 1953, S. 132 und HINTZE, 1960, S. 500—581.) Spätere Untersuchungen zeigten, daß er in schwach metamorphen (meist basischen) Gesteinen ebenfalls häufig auftritt.

BURBANK (1927) war offenbar der erste, der Pumpellyit in metamorphen Gesteinen (in metamorphen mesozoischen Basalten von Haiti) nachgewiesen hat. G. FISCHER (1929) beschrieb ihn als „pleochroitischen Klinozoisit“ aus den Metadiabasen (Grünschiefer) der Wippraer-Zone im Harz. IRVING und Mitarb. (1932) wiesen ihn in Glaukophanschiefern Californiens nach. WALDMANN (1943) fand ihn in stark umgewandelten Diabasen der Steiermark; QUITZOW (1935) schließlich in Diabasporphyriten und Glaukophanschiefern Nordkalabriens. QUITZOW (1936) spricht bereits aus, daß Pumpellyit ein typisches Mineral der „ersten Tiefenstufe“ ist, ohne jedoch daraus weitergehende Folgerungen zu ziehen. Dies sind nur einige Beispiele, die den Weg aufzeigen sollen, wie man die Bedeutung von Pumpellyit für die Genese der metamorphen Gesteine schrittweise erkannte. Die Untersuchungen von DE ROEVER (1947 u. 1955) führten auf diesem Wege weiter, aber insbesondere COOMBS (1953 u. 1960, 1961), COOMBS, ELLIS, FYFE & TAYLOR (1959), TURNER & VERHOOGEN (1960), SEKI (1961) und WINKLER (1964, 1965, 1967) unterstreichen die fazieskritische Rolle von Pumpellyit im Bereich der niedertemperierten Metamorphose, in T-P-Bereichen, die zwischen denjenigen der Diagenese und der Grünschieferfazies liegen. Dieser T-P-Bereich läßt sich nach WINKLER (1967) in die Zeolithische Fazies = Lau-

³) Zumindest Lotrit (MURGOCI, 1900) könnte dabei eine nomenklatorische Priorität beanspruchen.

montit-Prehnit-Quarz-Fazies und in die Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies unterteilen. Die letztere Fazies mit Pumpellyit als eines der fazieskritischen Minerale umfaßt nach WINKLER (1967, S. 142) nur ein kleines Temperaturintervall (30—40° C) und wird um 400° C von der Grünschieferfazies abgelöst. Der Stabilitätsbereich von Pumpellyit dürfte sich nach WINKLER bei geringer Druckabhängigkeit (sofern eine gewisse, nicht allzu niedrige, Druckschwelle überschritten wurde) demnach auf das Temperaturintervall von 360 (370)—400° C erstrecken. In der Grünschieferfazies WINKLER'scher Definition ist Pumpellyit nicht mehr stabil und wandelt sich vermutlich in Epidot + Aktinolith um (vgl. auch SEKI, 1961, S. 409).

Experimentelle Untersuchungen von HINRICHSSEN & SCHÜRMAN (1968) lassen demgegenüber einen etwas tieferen Temperaturbereich mit einem gleichzeitig (zumindest bei ca. 6 kb $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$) erweiterten Temperaturintervall (ca. 230—330° C) für möglich erscheinen. Die Synthese gelang aus einer oxidischen Ausgangsmischung erst oberhalb von 5 kb H_2O -Druck. Als Abbau-Paragenese ergab sich bei höheren Temperaturen Anorthit, (Hydro-) Grossular und Diopsid, die aber in späteren Experimenten der gleichen Autoren als metastabile Paragenese erkannt wurde (vgl. HINRICHSSEN & SCHÜRMAN, 1969). In diesen neuen Experimenten wurde die von SEKI (1961) erstmalig beobachtete Aufbau-Reaktion:



und die Abbau-Reaktion:



untersucht. Die ermittelte Gleichgewichtskurve für die Aufbau-Reaktion liegt für 5,5 kb H_2O -Druck bei $265 \pm 10^\circ \text{C}$, für 7 kb H_2O -Druck bei $250 \pm 10^\circ \text{C}$ und hat somit eine negative Neigung. Die Gleichgewichtskurve der Abbau-Reaktion weist eine positive Steigung auf mit einer Gleichgewichtstemperatur von $310 \pm 10^\circ \text{C}$ für 5,5 kb und von $325 \pm 10^\circ \text{C}$ für 7 kb H_2O -Druck.

Diese experimentellen Daten sind zunächst nicht ohne Weiteres auf die Naturbedingungen übertragbar, da durch die Aufbau-Reaktion ein reiner Mg-Pumpellyit erzeugt wurde. In der Natur liegen jedoch stets Fe-Mg-Mischkristalle vor. Aus Naturbeobachtungen ist aber zu schließen, daß zumindest der Bildungsdruck sehr stark vom Eisengehalt des Pumpellyits abhängig sein dürfte. Nach Beobachtungen von SEKI (1961) sind unter Hochdruckbedingungen gebildete Pumpellyite besonders eisenarm, während sich die bei niedrigen Drucken gebildeten Pumpellyite in der Karmutsen Gruppe (Vancouver Island, British Columbia) — ebenso wie Pumpellyite in Tiefengesteinen des Odenwaldes — durch extrem hohe Eisengehalte auszeichnen (vgl. SURDAM, 1969 und Abschnitt IV. 2., ferner Abschnitt IV. 4.).

LANDIS & ROGERS (1968) prüften die Abbau-Reaktion an natürlichen Pumpellyit-Konzentraten aus Süd-Otago, Neu-Seeland. Temperaturen von 500—530° C und Drucke von 1000—3000 atm. führten dabei zur Bildung von Anorthit und Klinopyroxen. Die Abbaukurve ist recht steil und hat eine positive Neigung. Eine Umkehr der Reaktion gelang nicht, wahrscheinlich, weil bei zu niedrigen Drucken gearbeitet wurde. Pumpellyitähnliche Minerale fand man zwar in einigen Experimenten. Die Identität dieser Syntheseprodukte mit Pumpellyit konnte jedoch nicht sicher nach-

gewiesen werden. Diese Minerale entstanden zwischen 375–400° C bei Drucken von 1000–3000 atm. Die Verfasser halten es für unwahrscheinlich, daß Pumpellyit in natürlichen Systemen bei Temperaturen um 500° C noch stabil sein sollte. Hier wird Pumpellyit noch vor der Bildung von metamorphen Plagioklasen durch andere Ca-Minerale (Epidot und Amphibole) abgelöst; eine Folgerung, die mit den Beobachtungen in der Natur im Einklang steht (vgl. SEKI, 1961, S. 411).

Für eine niedrigere Anfangstemperatur der Pumpellyit-Bildung führt MARTINI (1968) petrographische Argumente an. Nach ihm soll Pumpellyit — relativ hohe Drücke vorausgesetzt — bereits bei der Anfangstemperatur der Laumontit-Prehnit-Quarz-Fazies (ca. 200° C) gebildet werden können. In Haute Savoie soll dieser Druck tektonischen Ursprungs gewesen sein. Die Rolle des tektonischen Drucks bei der Mineralumwandlung ist allerdings noch recht umstritten (vgl. G. VAN DER KAADEN, 1969, besonders S. 104–111).

VAN DER KAADEN (1969, S. 111) schätzt die T-P-Bedingungen der Pumpellyit-Quarz-Prehnit-Fazies (mit Berufung auf COOMBS, 1960; PACKHAM & CROOK, 1960; DICKINSON, 1962; HASHIMOTO, 1966 und HAWKINS, 1967) auf ca. 200–300° C und 1–4 kb (3–12 km Deckschichtenmächtigkeit).

Folgende Bildungsreaktionen von Pumpellyit sind bislang aufgrund von Naturbeobachtungen abgeleitet worden:

Laumontit + Prehnit + Chlorit \rightleftharpoons Pumpellyit + Quarz + H₂O (COOMBS, 1961)

Laumontit + Calcit + Chlorit \rightleftharpoons Pumpellyit + Quarz + H₂O + CO₂
(MARTINI & VUAGNAT, 1965)

Chlorit (Amesit-Molekül) + 4 Prehnit + H₂O \rightleftharpoons 2 Pumpellyit + Quarz (SEKI, 1961)

18 Klinopyroxen + 30 Anorthit + 46 H₂O \rightleftharpoons 12 Pumpellyit + Chlorit (KANISSAWA, 1964)

11 Klinopyroxen + 15 Anorthit + 22 H₂O \rightleftharpoons 6 Pumpellyit + Aktinolith + 8 Quarz
(KANISSAWA, 1964).

Biotit + 8 Anorthit + 11 H₂O \rightarrow Chlorit + 2 Pumpellyit + Serizit + Quarz (diese Arbeit, vgl. Abschnitt IV. 4., S. 55).

Naturbeobachtung und experimentelle Daten liefern noch kein einheitliches Bild über den Stabilitätsbereich von Pumpellyit. Ein niedrigerer T-Bereich als von WINKLER (1967) angegeben, ist jedoch wahrscheinlich.

Die den Stabilitätsbereich des Pumpellyits entsprechenden T-P-Bedingungen werden somit — dies lehrten schon die früheren paragenetischen Studien — sowohl beim magmatischen Kristallisationsablauf als auch bei der progressiven und retrograden Metamorphose durchlaufen, ob Pumpellyit „hydrothermale“ oder „metamorphe“ Bildung darstellt, kann nur anhand der Begleitparagenese und aufgrund der Art seines Auftretens entschieden werden.

2. Pumpellyit in Tiefengesteinen des Odenwaldes

Wie bereits eingangs erwähnt (vgl. Abschnitt III. 2., S. 40), wurde Pumpellyit im Odenwald erstmalig von ERDMANNSDÖRFER (1945) nachgewiesen. Soweit es sich feststellen läßt, war ERDMANNSDÖRFER auch der erste, der mit Nachdruck auf die genetische Bedeutung von Pumpellyit und der dieses Mineral in Tiefengesteinen begleitenden Paragenese aufmerksam machte. Vor ihm wies aber bereits QUITZOW

(1936, S. 44) auf die Möglichkeit hin, daß Pumpellyit in Saussuritgabbros erwartet werden darf und erwähnt dabei Pumpellyit als Kluffüllung im Saussuritgabbro von Marmels in Graubünden. STRUVE (1959, S. 257—258 und S. 283—285) fand ihn bevorzugt in Hornblende-Quarz-Dioriten der französischen Pyrenäen und führt gleichzeitig weitere Fundorte an: neben Groß-Bieberau und Weinheim im Odenwald drei Fundpunkte in den Vogesen (Andlau, Hohwald, St. Blaise), Silindung bei Pagaran Pisang in Sumatra (Indonesien), Adamello, Klausen/Tirol, Val Marcia/Bergamasker Alpen (in Italien), Pulau bei Singapur (Malaya), Lyttelton (Neu Seeland) und Bon Ave Quarry, Schottland. MEIXNER (1965) beschreibt Pumpellyit schließlich aus Miarolen des Granits vom Königskopf im Harz. Mit Ausnahme der Granit-Miarolen im Harz und in den Zwickeln eines kürzlich aus New South Wales (Australien) bekanntgewordenen pumpellyitführenden Teschenit-Pikrits (A. RAAM, S. Y. O'REILLY & R. H. VERNON, 1969) tritt Pumpellyit in granitoiden und dioritoiden Gesteinen stets



Abb. 25 (links). Linsenförmige Pumpellyit-Aggregate im Biotit, parallel zu (001) eingelagert. Granodiorit mit deutlicher Paralleltexur. Fundort: Straßenaufschluß a. d. Straße Fürth – Lindenfels, ca. 50 m hinter dem Felsensprudel in Richtung Lindenfels. Bl. 6318 Lindenfels, R 34 85 00, H 55 05 48. Handstück-Nr.: 4494, Dünnschliff-Nr.: 7907; ohne Nic.; Vergr.: 145 ×.

Abb. 26 (rechts). Büscheliges Pumpellyit-Aggregat im Biotit. Schliff fast // zu (001) des Biotits getroffen. Granodioritgneis. Fundort: Gemeindestbr. Hochstädten, Bl. 6218 Neunkirchen, R 34 76 20, H 55 09 50. Handstück-Nr.: 4988, Dünnschliff-Nr.: 8580. Ohne Nic.; Vergr.: 170 ×.

und weltweit verbreitet in enger Symbiose mit Biotit auf. Nur in den Gabbros des Odenwaldes konnte der Verfasser die Bildung von Pumpellyit auf Kosten des Plagioklases feststellen, ähnlich wie in den Diabasen des Rheinischen Schiefergebirges (vgl. Abschnitt IV. 3.).

Sonst tritt Pumpellyit stets in dem mehr oder weniger frischen, meist aber stark chloritisierten Biotit als linsenförmige oder spindelige Einlagerung auf (Abb. 25, S. 43).

Diese Spindeln oder Linsen bestehen aus feinstengeligen bis faserigen Einzelindividuen in divergentstrahliger Anordnung (Abb. 26) mit einer mehr oder weniger sichtbaren Nahtstelle in der Mittellinie des Gebildes (vgl. Abb. 25). Die Spindeln sind stets parallel zur (001) Fläche des Biotits eingelagert, die durch den Kristallisationsdruck beim Wachstum des Pumpellyits mechanisch auseinander geschoben und aufgebauscht worden sind (vgl. Abb. 25).

Ähnliche spindelige Einlagerungen bilden im Biotit auch andere Mineralien wie z. B. Prehnit (Abb. 27 u. 29, dort mit Orthit), Klinozoisit, Pistazit (Abb. 28) und Calcit. H. STRUVE (1959) erwähnt außerdem in granitischen Gesteinen der französischen

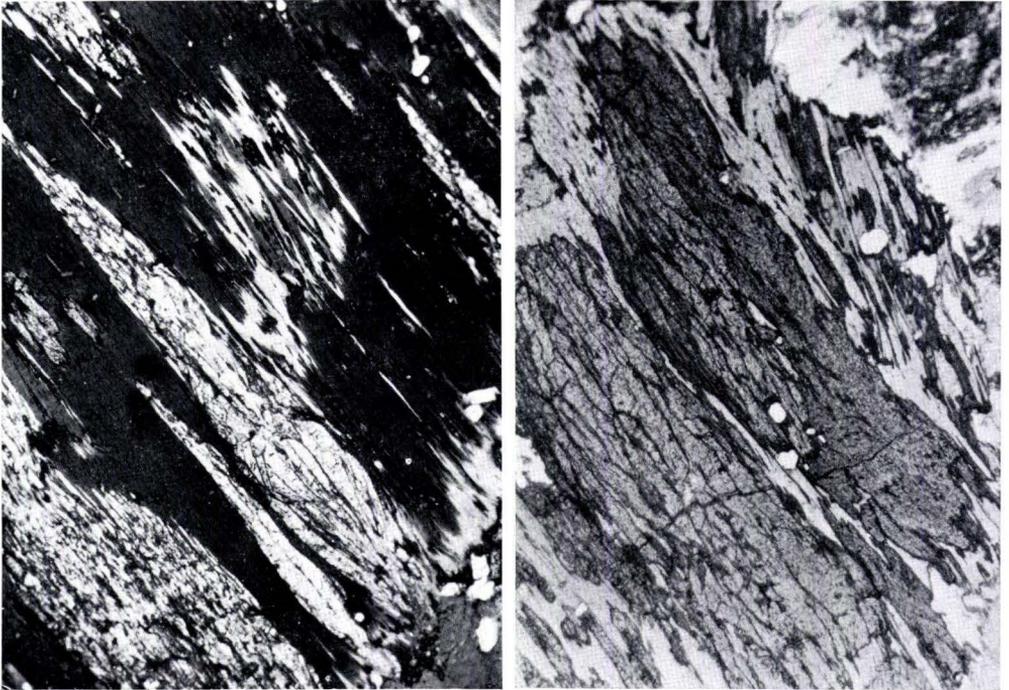


Abb. 27 (rechts). Prehnit-Spindel im Biotit eines Hornblendegranodiorites. Fundort: Steinbruch am Steigkopf zwischen Wald-Erlenbach und Kirschhausen. Bl. 6318 Lindenfels, R 347918, H 550090. Handstück-Nr.: 4477, Dünnschliff-Nr.: 7898. Ohne Nic.; Vergr.: 65 \times .

Abb. 28 (rechts). Epidot (Pistazit) und Pumpellyit-Spindel (hier schlecht zu erkennen) in einem intensiv chloritisiertem Biotit. Fundort, Handstück- und Dünnschliff-Nr. wie Abb. 27. Ohne Nic.; Vergr.: 65 \times .

Pyrenäen einen grossularähnlichen linsigen Granat. ERDMANNSDÖRFER fand in den Biotiten der Odenwald-Gesteine neben Pumpellyit-Spindeln am häufigsten solche von Klinozoisit. Granat wurde vom Verfasser in dem untersuchten Odenwald-Material nicht gesichtet. Klinozoisit im Gegensatz zu ERDMANNSDÖRFER nur selten. Am häufigsten fand sich Prehnit als Begleiter des Pumpellyits, nicht selten in ein und demselben Biotit. Die Verbreitung dieses Prehnits mit anomalen Interferenzfarben und sehr kleinem Achsenwinkel — beide Eigenschaften deuten auf eine submikroskopische Verzwilligung hin — ist sogar wesentlich größer als diejenige des Pumpellyits. Letzterer ist vor allem durch seine flaschengrüne Farbe und seinen ausgeprägten Pleochroismus von farblos bis blaß bräunlichgelb für α und γ , ferner intensiv grün mit blauem Stich für β , auffällig. n_{β} , der einzige Brechungsquotient, der sich in losen nichtorientierten Körnerpräparaten bestimmen läßt, beträgt ca. 1,72; $2V\gamma$ ist sehr groß, ziemlich genau 90° , somit ist das Mineral optisch neutral. [Nach dem Diagramm von COOMBS (1953) müßte er optisch negativ sein]. Diese Daten in Ver-

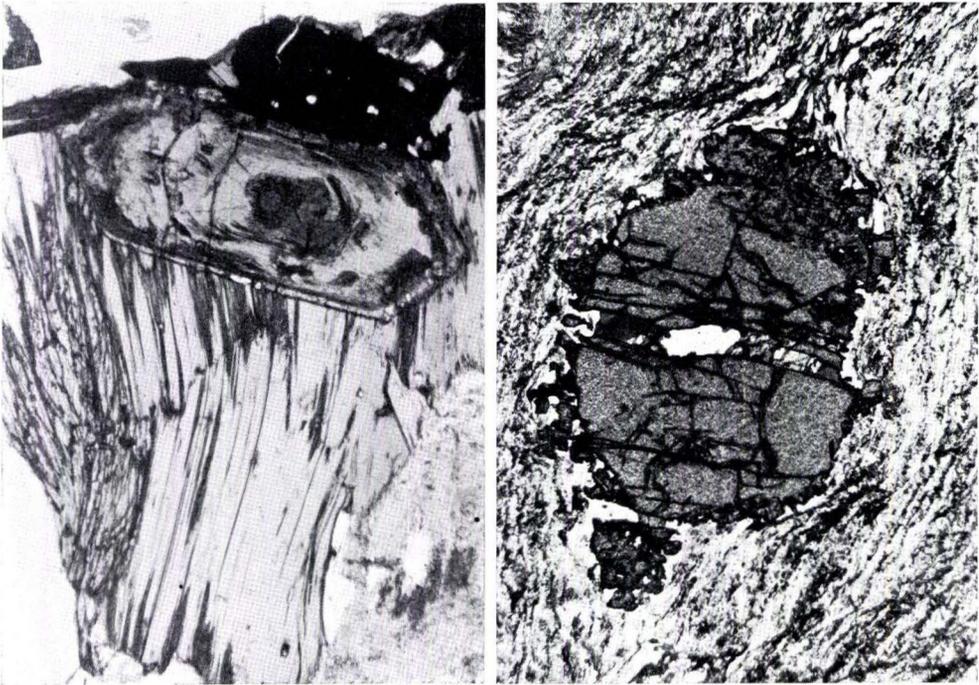


Abb. 29 (links). Orthit-Kristall mit prächtigem Zonenbau in Paragenese mit Biotit und Prehnit (links). Prehnit bildet, ebenso wie Pumpellyit, linsenförmige Aggregate im Biotit. Granodiorit, Fundort: Weg von der „Eremitage“ zur Ludwigshöhe. Bl. 6217 Zwingenberg, R 347491, H 550752. Handstück-Nr.: Kl 116, Dünnschliff-Nr.: 5513. Ohne Nic.; Vergr.: 65 \times .

Abb. 30 (rechts). Pumpellyit-Büschel im zerscherten Granat eines dunklen Alsbachits (linkes Ende der Kluft!). Fundort: Gang am Weg von Schloß Alsbach zum Gemeindestbr. Alsbach, kurz vor dem Stbr. Bl. 6217 Zwingenberg, R 347353, H 551027. Handstück-Nr.: 5130, Dünnschliff-Nr.: 11561. Ohne Nic.; Vergr.: 25 \times .

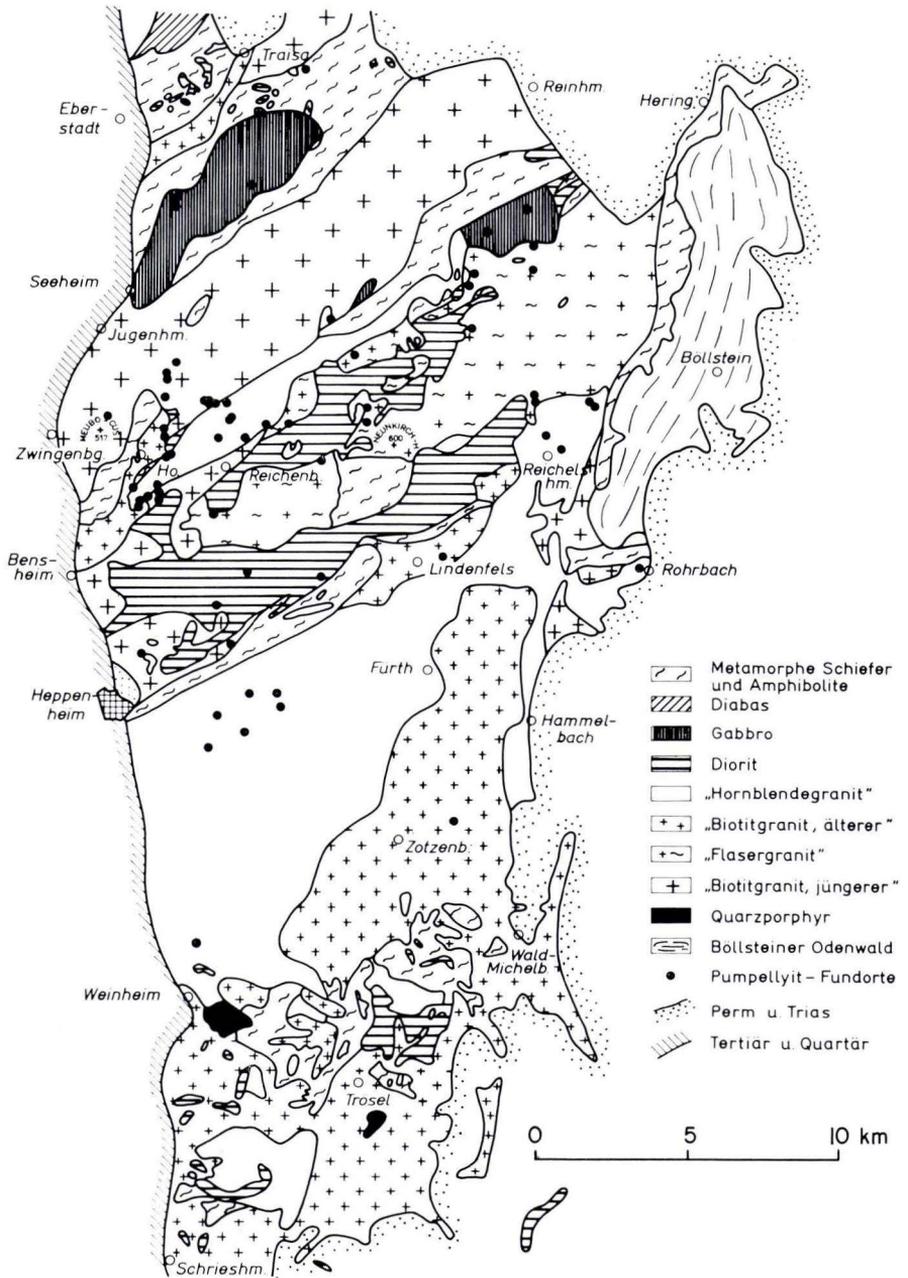


Abb. 31. Verbreitung von Pumpellyit in Tiefengesteinen des Bergsträßer Odenwaldes.

bindung mit der starken Dispersion sprechen für einen eisenreichen Pumpellyit, was durch die chemische Analyse (vgl. Abschnitt IV. 4., Tab. 2) bestätigt wird.

Pumpellyit ist im Odenwald recht verbreitet. Von den 800 bearbeiteten Dünnschliffen wurde er in 120 angetroffen, meist allerdings in sehr geringen Mengen. Die Probenzahl und die Anzahl der Fundpunkte ist etwas geringer, da von manchen Lokalitäten und von manchen Proben mehrere Dünnschliffe vorlagen (vgl. Abb. 31).

Ordnet man die pumpellyitführenden Präparate nach dem petrographischen Charakter des Wirtgesteins, so findet man, daß 82,0% aller pumpellyitführenden Gesteine eine granodioritische, dioritische oder gabbroide Modalzusammensetzung haben, obwohl diese Gesteine im Untersuchungsmaterial selbst nur mit rund 50% vertreten waren. Eindeutige Paragneise und Amphibolite mit Pumpellyitführung sind mit nur 14,5% vertreten und nur 3,5% entfallen auf Ganggesteine (vgl. Abb. 30: Pumpellyit im Granat eines Alsbachits). Die sog. metamorphen Schiefer sind überraschenderweise völlig frei von Pumpellyit. Diese kleine Zusammenstellung hat gerade für die Frage gewisse Bedeutung, ob Pumpellyit im Odenwald Anzeiger einer hydrothermalen Phase oder einer rückschreitenden Metamorphose ist? Granodioritische, dioritische und gabbroide Gesteine (Anatexite, Diatexite mit einbegriffen) haben in ihrer Gesamtheit oder zumindest teilweise eine Schmelzphase durchlaufen. Die erdrückende Vormacht dieser Gesteine unter den pumpellyitführenden Präparaten gegenüber allen übrigen Gesteinstypen stützt sehr die Auffassung von ERDMANNSDÖRFER, daß Pumpellyit und die ihn begleitende Paragenese im Odenwald höchstwahrscheinlich hydrothermale Bildungen sind. In Paragesteinen ist Pumpellyit — wie gezeigt werden konnte — wesentlich seltener, aber mit Sicherheit nicht hydrothermal entstanden. Für diese Fälle muß man eine diaphoritische Bildung annehmen.

3. Verbreitung und paragenetische Stellung von Pumpellyit in Diabasen des Rheinischen Schiefergebirges (Lahn-Dill-Gebiet und Kellerwald)

Bereits QUITZOW (1936), der Pumpellyit in Diabasen des Rheinischen Schiefergebirges erstmalig nachwies, unterstrich die relativ große Häufigkeit von Pumpellyit in diesen Gesteinen. Etwa 10% der von ihm untersuchten Diabase enthielten dieses Mineral. Nach Durchsicht von über 1200 Dünnschliffen, vornehmlich aus dem Lahn-Dill-Gebiet, kann Verfasser diese Feststellung bestätigen, ebenso wie die optischen und paragenetischen Angaben von QUITZOW (1936), zu denen nur wenig hinzuzufügen ist. Die regionale Verbreitung von Pumpellyit im Rheinischen Schiefergebirge wird schematisch durch Abb. 32 (S. 48) wiedergegeben⁴⁾.

Unter den verschiedenen Diabastypen zeichnen sich devonische körnige Diabase am häufigsten durch reichliche Pumpellyitführung aus. In diesen findet sich Pumpellyit sehr reichlich auch als Mandelfüllung, meist von Chlorit, gelegentlich von Prehnit (Abb. 36, S. 49 u. Abb. 37, S. 51) seltener auch von Calcit oder von Quarz (Abb. 38, S. 51) begleitet. Er bildet hier mit Vorliebe radialstrahlige Aggregate und Büschel (Abb. 33—38, S. 49 u. S. 51).

⁴⁾ Ergänzend sei noch vermerkt, daß pumpellyitführende Diabase in Deutschland sicherlich nicht auf den untersuchten südlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges beschränkt sind. So paßt z. B. die Beschreibung von RÖSLER (1960) für seinen „pleochroitischen Chlorit V“ in Diabasen von Ost-Thüringen einwandfrei auf Pumpellyit.

PUMPELLYIT IN DIABASEN
DES
RHEINISCHEN SCHIEFERGEBIRGES

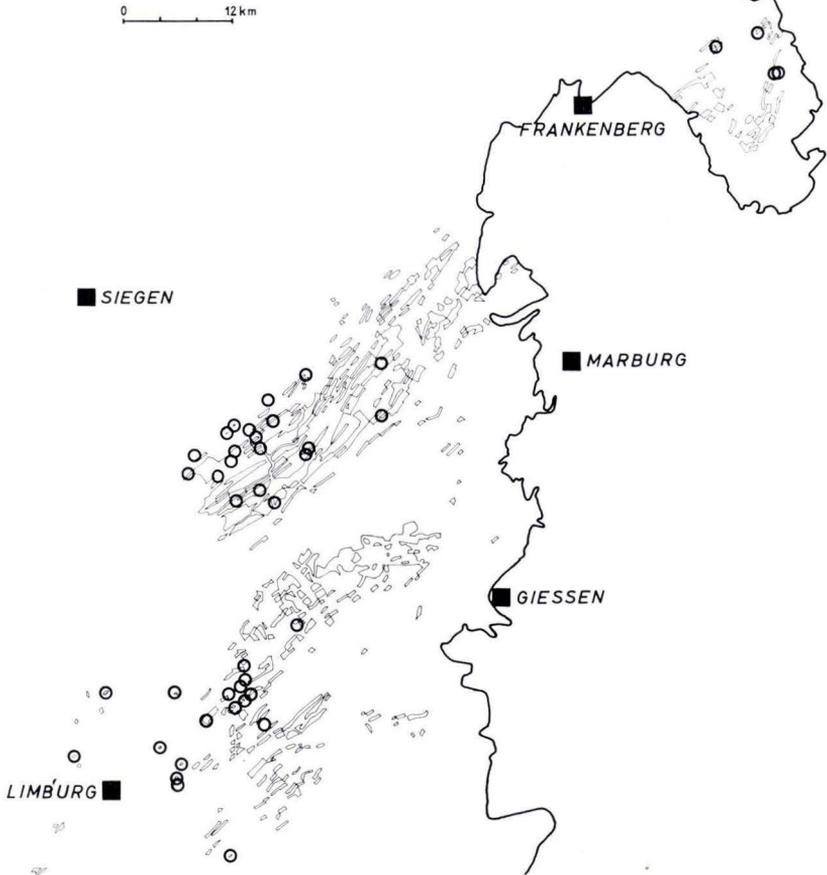


Abb. 32. Pumpellyit in Diabasen des Rheinischen Schiefergebirges.

Abb. 33. Pumpellyit (büschelige Aggregate) mit Chlorit in Interstitien eines körnigen Diabases. Altersfolge: Chlorit \rightarrow Pumpellyit. Fundort: Medenbach, Oberes Medenbachtal, Wegböschung an N Talseite, 630 m SW P 409,8 m. Bl. Dillenburg 5215, R 344490, H 561896. Handstück-Nr.: Ra 146, Dünnschliff-Nr.: 8986; ohne Nic.; Vergr.: 65 \times .

Abb. 34. Pumpellyit-Büschel füllen mit Chlorit mandelartige Hohlräume im körnigen Diabas. Fundort, Handstück-Nr., Dünnschliff-Nr. und Aufnahmebedingungen (einschließlich Vergr.) wie Abb. 33.

Abb. 35. Fast vollständige Pumpellyit-Pseudomorphose nach Plagioklas in einem körnigen Diabas. Fundort: Steinbruch Trautvetter, 3. Sohle. Bl. 5116 Eibelshausen, R 346308, H 563108. Handstück-Nr.: M 194, Dünnschliff-Nr.: HH 663; ohne Nic.; Vergr.: 60 \times .

Abb. 36. Pumpellyit-Büschel mit grobspätigem Prehmit. Körniger Diabas. Fundort und Handstück-Nr. wie Abb. 33 u. 34; Dünnschliff-Nr.: 3573; ohne Nic.; Vergr.: ca. 50 \times .

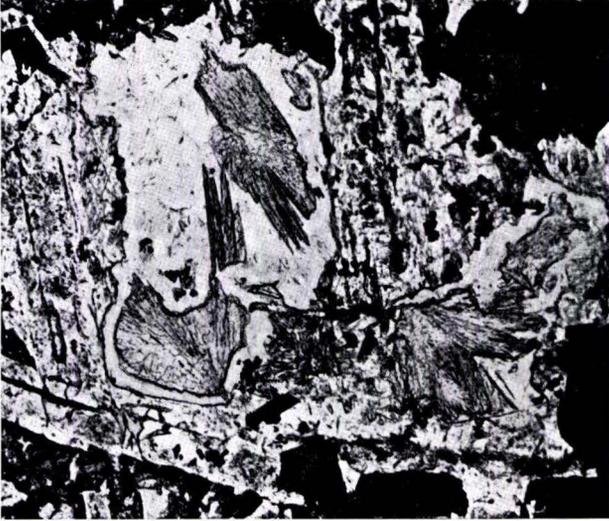


Abb. 33.

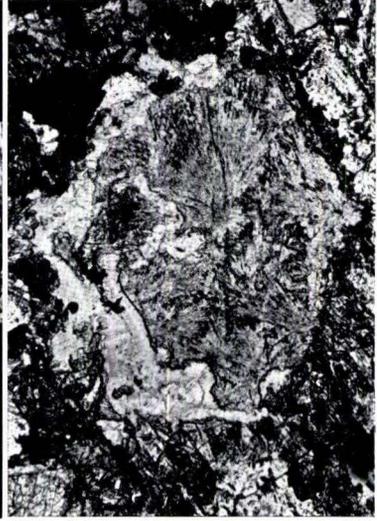


Abb. 34.

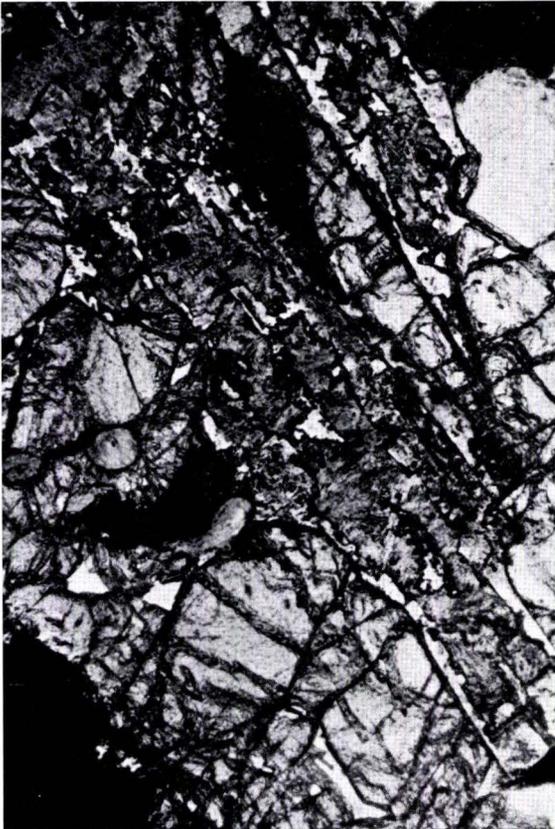


Abb. 35.

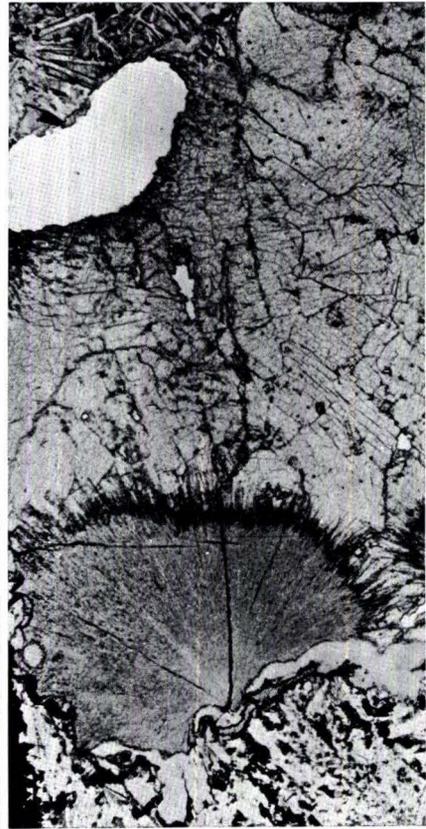


Abb. 36.

Pumpellyit tritt außerdem als Neubildung in den Plagioklasen auf, wo er die Hauptmasse der sog. Saussurit-Substanzen ausmacht und unter dem Verbrauch der Anorthitkomponente der zerfallenden Plagioklase entsteht. In Begleitung von Pumpellyit, der vollständige Pseudomorphosen nach Plagioklas bilden kann (vgl. Abb. 35), können im Bereich ehemaliger Plagioklase außerdem Epidot, Prehnit, Klinozoisit und Calcit in wechselnder Menge angetroffen werden. In einigen Fällen ist neben Pumpellyit noch Analcim (oder sein Ca-Analgon: Wairakiit) enthalten (Abb. 40).

Besonders in Bohrprofilen, die mächtigere Diabasgänge durchsunken haben und von denen fast kontinuierliche Schlifffreihen vorliegen, kann beobachtet werden, daß in den Mandelräumen der Randbereiche nur Analcim und Prehnit vorkommen. Aber bereits einige Meter (4—8 m) vom Kontakt des Diabasanganges entfernt, erscheint neben diesen Mineralen immer reichlicher auch Pumpellyit (auch in Plagioklasen), der in den mittleren Gangpartien dann allein herrschend wird. Aus dieser Abfolge muß geschlossen werden, daß Pumpellyit hier hydrothermalen Prozessen seine Entstehung verdankt. In den Randbereichen solcher Diabasgänge ist der dem Stabilitätsbereich des Pumpellyits entsprechende T-P-Bereich infolge der rascheren Abkühlung nur kurze Zeit verwirklicht gewesen (spärliche Pumpellyit-Bildung, Erhaltung von Analcim), in den zentralen Bereichen hingegen war dieses T-P-Intervall offenbar länger wirksam.

Die im Odenwald beobachtete enge Symbiose von Pumpellyit mit Biotit ist in Biotit-Diabasen gelegentlich auch im Rheinischen Schiefergebirge anzutreffen (Abb. 39). In solchen Fällen ist der ehemalige Biotit fast vollständig in Chlorit umgewandelt und somit lediglich pseudomorph erhalten.

Abb. 37. Pumpellyit-Rosetten und grobspätiger Prehnit (oben rechts und unten links im Bild) in einem grobkörnigen Diabas. Fundort: W-Fuß des Beilsteins, Böschung a. d. Bundesstraße 277 nördl. Sinn. Bl. 5315 Herborn, R 345234, H 561433. Handstück-Nr.: Ra 831a, Dünnschliff-Nr.: HH 1641; \times Nic.; Vergr.: 35 \times .

Abb. 38. Pumpellyit-Büschel mit Quarz (weiße Flächen) in Interstitien eines körnigen Quarz-Diabases. Fundort: Autobahneinschnitt nordwestl. Sinn. Bl. 5315 Herborn, R 345119, H 561396. Handstück-Nr.: 7020, Dünnschliff-Nr.: HH 1500; ohne Nic.; Vergr.: 165 \times .

Abb. 39. Pumpellyit-Spindeln in ehemaligen Biotiten eines Biotit-Diabases. Biotit vollständig in Chlorit umgewandelt. Fundort: Böschung an der Bundesstraße Herborn-Sinn, ca. 100 m nördl. des Stauwehrs der Dill. Bl. 5315 Herborn, R 345233, H 561437. Handstück-Nr.: 7002, Dünnschliff-Nr.: HH 1480; ohne Nic.; Vergr.: 165 \times .

Abb. 40. Analcim als Mandelfüllung in einem unterkarbonischen Intrusiv-Diabas. Randlich Chlorit und Pumpellyit, hier allerdings schwer zu erkennen. Pumpellyit und Chlorit sind frühere Bildungen bei höheren Temperaturen. Bei fortschreitender Abkühlung bildet sich dann Analcim. Fundort: Bohrung N8 Asslar (zwecks Erkundung des Autobahn-Untergrundes) 1 km nördl. Asslar, neben der ehem. Grube Florina. Bl. 5316 Ballersbach, R 346187, H 560774, 236,26 m über NN. Handstück-Nr.: N8 29,6 m (Tiefe), Dünnschliff-Nr.: HH 1563. ohne Nic.; Vergr.: 45 \times .



Abb. 37.

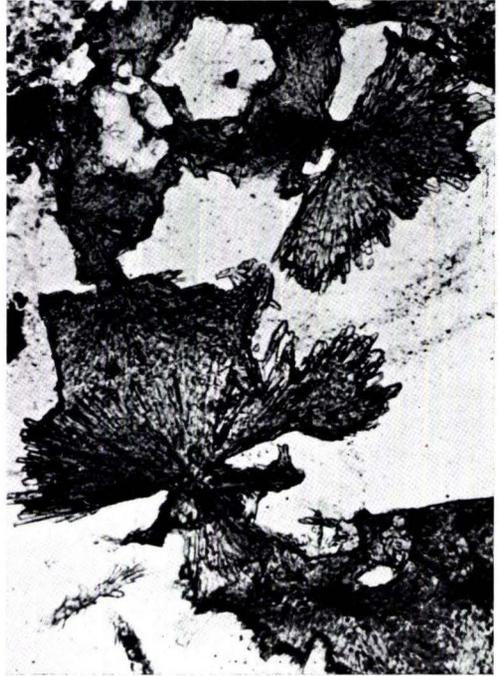


Abb. 38.

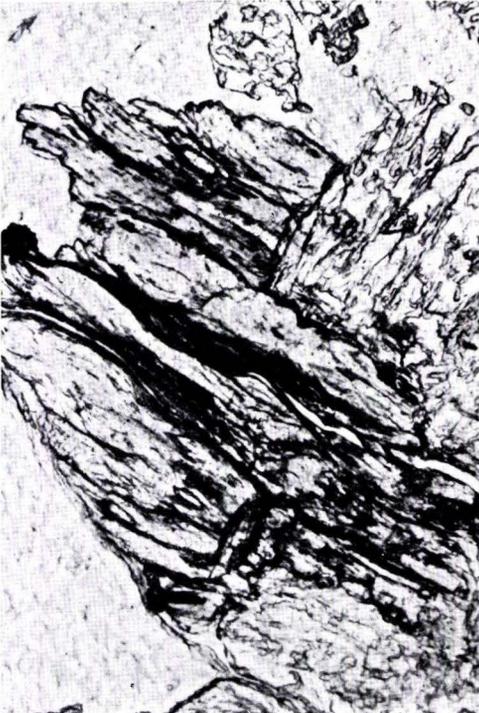


Abb. 39.



Abb. 40.

In den feinkörnigen Diabastypen ist Pumpellyit weit weniger häufig. Die von QUITZOW (1936) erwähnte Bildung von Pumpellyit auf Kosten der ehemals glasigen Interstitien solcher Diabase konnte der Verfasser nicht beobachten. Ebenso wenig fand er den von QUITZOW vom Warteköppel b. Braunau (im Kellerwald) beschriebenen, optisch negativen, braunen Pumpellyit. Die vom Verfasser dort gesammelten Proben enthielten überraschenderweise überhaupt keinen Pumpellyit. Dagegen fanden sich im Diabas der Koppe bei Odershausen (nur ca. 1500 m NNW vom Warteköppel) ein im Dünnschliff brauner Pumpellyit und auch die von QUITZOW beschriebenen Übergänge in die grüne Varietät an Enden der in rosettenförmigen Aggregaten auftretenden nadeligen Einkristalle. In isolierten Aggregaten waren jedoch auch diese Pumpellyite grün, das gelegentlich noch zu beachtende braune Pigment ließ sich mit 7%iger HCl weglösen. Diese Pumpellyite waren optisch positiv, ebenso wie die übrigen grünen Pumpellyite in Diabasen des Rheinischen Schiefergebirges. Das Originalmaterial von QUITZOW ließ sich nicht beschaffen.

Vermutlich liegt eine Verwechslung der Fundorte „Koppe – Warteköppel“ vor. An der Existenz eines braunen Pumpellyits mit den von QUITZOW gemachten Angaben, ist dennoch kaum zu zweifeln, zumal diesen sowohl IRVING und Mitarb. (1932) als auch COOMBS (1953) aus anderen Fundorten übereinstimmend beschreiben.

Außer den bereits aufgezählten Begleitern des Pumpellyits in den Diabasen findet sich in manchen etwas verschieferten Typen u.a. Aktinolith, der auf Kosten der Pyroxene gebildet wurde. Seiner Ausbildung nach dürfte er als metamorphe Neubildung angesehen werden. Die Frage einer metamorphen Beeinflussung der Diabase im Rheinischen Schiefergebirge wurde schon früher öfters diskutiert (HARRASSOWITZ, 1929; HENTSCHEL, 1952a, 1953, 1956b; SCHERP, 1957, u.a.). Da aber im Falle der Diabase die meisten in metamorphen Bereichen möglichen Minerale auch hydrothermal entstanden sein können, sind Diabase nicht die geeigneten Objekte zum Nachweis der niedertemperierten Metamorphose im Rheinischen Schiefergebirge.

Mit mineralogisch-petrographischen Mitteln allein läßt sich diese Frage jedenfalls nicht lösen, da hier zweifelsohne zwei Bildungsphasen mit recht ähnlichen bzw. identischen Endprodukten interferieren. Wie gezeigt werden konnte, muß man bereits aufgrund der mineralfaziellen Stellung der Schalsteine (vgl. Abschnitt III. 2.) auf eine metamorphe Beeinflussung der mit diesen regional vergesellschafteten Diabase schließen. In diesem Zusammenhang soll auf die kürzlich von A. G. HERRMANN & K. H. WEDEPOHL (1969)⁵⁾ durchgeführten geochemischen Untersuchungen hingewiesen werden. Die zitierten Autoren untersuchten die absolute und relative (auf die Lanthanidgehalte der Chondrite bezogene) Lanthaniden-Verteilung in Diabasen u.a. aus dem Lahn-Dill-Gebiet, Kellerwald und aus Thüringen. Sie folgern aufgrund der nachgewiesenen Unterschiede der relativen Lanthaniden-Verteilung in verschiedenen Basalttypen und in den untersuchten Diabasen, daß die Diabase wahrscheinlich ursprünglich tholeiitische Basalte gewesen sind. Die gegenwärtig

⁵⁾ Vortrag anlässlich der 47. Jahrestagung der DMG in Bern am 12. 9. 1969. Für die freundliche Zusendung des Vortragstextes durch die Autoren sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

feststellbaren Unterschiede zwischen tholeiitischem Basalt und Diabas hinsichtlich Chemismus und Mineralbestand wären demnach auf eine niedrigtemperierte Metamorphose zurückzuführen.

4. Chemische und röntgenographische Daten von Pumpellyiten

Um die zuerst optisch erfolgte Bestimmung zu untermauern, sind Pumpellyite aus einer Diabas-Probe (Medenbachtal, Bl. 5215 Dillenburg, R 344490, H 561896) und aus einem Granodiorit mit deutlicher Paralleltexur (Gemeindesteinbruch Hochstädten, Bl. 6218 Neunkirchen, R 347620, H 550950) isoliert und anschließend chemisch und röntgenographisch untersucht worden. Nach Aufbereitung der Proben

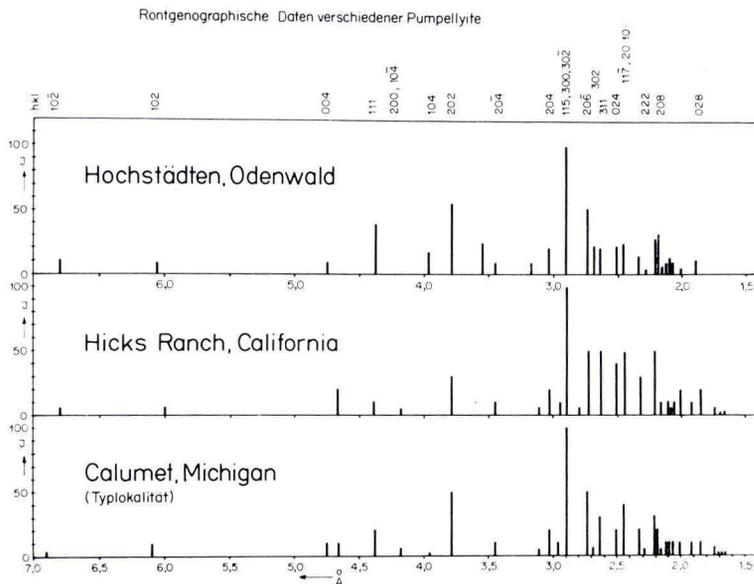


Abb. 41. Röntgenographische Daten verschiedener Pumpellyite.

(von jeweils etwa 6000 g) wurden durch mehrfache Trennung mit schweren Flüssigkeiten (Bromoform und Clerici's Lösung), kombiniert mit magnetischen Trennungen, weitgehend reine Konzentrate gewonnen. Die letzten Spuren vom verunreinigenden Titanit und Epidot wurden anschließend unter dem Binokular-Mikroskop sorgfältig ausgelesen. Auf diesem Wege wurde genügend Material für die Röntgenaufnahmen und für die chemischen Analysen gewonnen. Die Röntgenaufnahmen ergaben die Identität des Minerals mit Pumpellyit. Die d-Werte decken sich fast völlig mit den entsprechenden Werten der Pumpellyite anderer Provenienz und vor allem mit den d-Werten des Pumpellyits von der Typlokalität Calumet/Michigan (Tab. 1)*. In der Tabelle sind außer den Pulverdiagrammen der chemisch analysierten Pumpellyite [Hochstädten, Odenwald (hierzu vgl. auch Abb. 41) und Medenbachtal, Dill-Gebiet]

*) Tabellen 1 und 2 befinden sich im Anhang.

auch die Pulverdiagramme eines weiteren aus Diabasen isolierten Pumpellyits (Bl. Armsfeld, Kellerwald) und eines Pumpellyits aus den Metadiabasen des Soonwaldes angeführt. Zum Vergleich dienen ferner das Pulverdiagramm des Pumpellyits von der Typlokalität: Calumet/Michigan sowie weitere aus dem Schrifttum entnommene Pulverdaten.

Die Ergebnisse der chemischen Analysen, die im Chemischen Laboratorium des Hess. Landesamtes f. Bodenforschung unter der Leitung von Herrn Reg.-Rat G. THIELICKE durchgeführt wurden, werden in der folgenden Tab. 2 wiedergegeben und mit den 7 Pumpellyit-Analysen aus der Zusammenstellung von DEER, HOWIE & ZUSSMANN, 1962, Bd. I, sowie mit 2 weiteren der Literatur entnommenen Analysen verglichen.

Auf den ersten Blick wird man keine gute Übereinstimmung unserer Analysenwerte (Spalte 1 und 3 in Tab. 2) mit den meisten zum Vergleich herangezogenen Analyseergebnissen erkennen können. Im Gegenteil, man sieht, daß besonders die chemische Zusammensetzung des Pumpellyits von Hochstädten/Odenwald in vielen Punkten wesentlich von den untereinander gut übereinstimmenden Werten der übrigen Pumpellyite abweicht. Besonders hervorzuheben sind der hohe TiO_2 -Gehalt, der niedrige SiO_2 -Gehalt, die extrem abweichenden Werte für Fe_2O_3 und Al_2O_3 . In diesem Punkt ist er nur mit dem Pumpellyit aus einem Andesin-Diabas vom Noril'sk-Gebiet in Sibirien, UdSSR (vgl. ZOLOTCHUKIN und Mitarb., 1965), vergleichbar. Berechnet man jedoch die Analysenformel unter Berücksichtigung der möglichen Substitutionen⁶⁾, so wird man sich überzeugen, daß dennoch ein Pumpellyit vorliegt, wenn auch ein Pumpellyit, in dem das Al^{3+} in starkem Maße durch Fe^{3+} und vermutlich durch Ti^{4+} ersetzt ist. Nur der Pumpellyit vom Noril'sk-Gebiet hat noch höhere Eisengehalte. Die $\text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ -Verhältnisse liegen in beiden Fällen erheblich über dem von SEKI (1961, S. 418) geschätzten Wert von 0,200. SURDAM (1969) fand in Metavulkaniten der triadischen Karmutsen-Gruppe Pumpellyite mit ähnlich hohen Eisengehalten bzw. $\text{Fe}^{3+}/\text{R}^{3+}$ -Verhältnissen und führt diesen Sachverhalt auf den bei der Metamorphose der dortigen Gesteine vorherrschenden niedrigen Belastungsdruck (solid pressure) zurück. Dies stimmt mit der Folgerung von SEKI (1961) überein, nach dem extrem eisenreiche Pumpellyite nur stabil sein können, wenn bei ihrer Bildung relativ niedrige Drücke wirksam waren. Eisenreicher Pumpellyit ist bei höheren Drücken instabil, weshalb in solchen Fällen anstelle des Pumpellyits Stilpnomelan, Epidot, Chlorit oder andere Minerale gebildet werden, in denen R^{3+} leicht durch Fe^{3+} ersetzt werden kann (vgl. auch SURDAM, 1969, S. 264—265 und Abschnitt IV. 1.).

Vergleicht man die hier für den Pumpellyit von Hochstädten ermittelte Formel (Nr. 1 im Anschluß an Tab. 2) mit der von IRVING und Mitarb. (1932) vorgeschlagenen und von COOMBS (1953) bestätigten Idealformel⁷⁾ für Pumpellyit (Nr. 15 im An-

⁶⁾ Ionenradien der beteiligten Kationen: Si^{4+} 0,39 Å, P^{5+} 0,35 Å; Al^{3+} 0,47 Å, Fe^{3+} : 0,67 Å, Ti^{4+} : 0,64 Å, Ti^{3+} : 0,69 Å; Fe^{2+} 0,83 Å, Mn^{2+} : 0,91 Å, Mg^{2+} : 0,78 Å, Na^+ : 0,98 Å, Ca^{2+} 1,06 Å, K^+ : 1,33 Å.

⁷⁾ Neuere Untersuchungen von G. GOTTARDI (1965) ergaben, daß Pumpellyit ein Nesosilikat ist, welches ebenso wie Epidot und Vesuvian gleichzeitig SiO_4 - und Si_2O_7 -Gruppen enthält. Die Idealformel von IRVING und Mitarbeiter läßt sich nach G. GOTTARDI

schluß an Tab. 2), so ist die Übereinstimmung sehr gut, zumindest aber äußerst befriedigend.

Einzigartig bleibt trotz allem der hohe Titangehalt dieses Pumpellyits. Im allgemeinen wird angenommen, daß Ti nicht im hier vorliegenden Ausmaß in die Struktur von Pumpellyit eingeht. Der Titangehalt ist aber in diesem Falle mit Sicherheit nicht auf Verunreinigungen zurückzuführen, da das Analysenmaterial Korn für Korn ausgelesen wurde. Somit bleibt nur die bereits geäußerte Vermutung übrig, daß Ti (wahrscheinlich als Ti^{4+}) das Al^{3+} ersetzt, sonst würde die Formel in der Position (Al^{3+} , Fe^{3+}) einen zu hohen Fehlbetrag aufweisen. Dieser für Pumpellyit sehr hohe Titangehalt findet seine Erklärung in der auf den ersten Blick überraschenden Verknüpfung dieses Minerals mit Biotit (vgl. Abschnitt IV. 2.). Diese innige Vergesellschaftung überrascht vor allem wegen des Gegensatzes in der Idealzusammensetzung beider Minerale, der sich im hohen Ca-Gehalt des Pumpellyits ausdrückt, welcher im Biotit in den zur Bildung des Pumpellyits notwendigen Mengen sicherlich nicht vorhanden ist. Der nachgewiesene Titangehalt kann aber nur vom Biotit hergeleitet werden und somit wird es auch wahrscheinlich, daß die meisten übrigen Bausteine dieses sich im Biotit ansiedelnden Pumpellyits vom Mineral geliefert werden, nämlich Al, Mg und Fe. Lediglich das Ca muß aus der Anorthitkomponente der Plagioklase benachbarter Bereiche herkommen. Folgende Reaktion ist dabei denkbar:

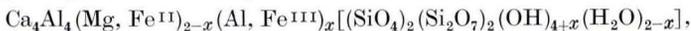


Auch der Pumpellyit aus dem körnigen Diabas des Lahn-Dill-Gebietes (Medenbachtal, Bl. Dillenburg) ist eisenreicher als alle übrigen zum Vergleich herangezogenen Pumpellyite mit Ausnahme natürlich der extrem eisenreichen Varietäten von Hochstädten und Noril'sk. Hier läßt das sich in der Analysenformel (Nr. 3 in Tab. 2) gegenüber der Idealformel abzeichnende Si-Defizit und der diesem Defizit gegenüberüberstehende Überschuß an (Al^{3+} , Ti^{4+} und Fe^{3+}) eine geringfügige Substitution des Si^{4+} durch Al^{3+} vermuten. Zum besseren Vergleich sind die Analysenformeln — unter Zugrundelegung von 28 O in der Formeleinheit — auch für die übrigen Pumpellyite berechnet worden. Die meist recht niedrigen K- und Na-Gehalte wurden als Substituenten des Ca nicht getrennt angegeben; sie sind in den Atomzahlen für Ca enthalten.

5. Pumpellyit in Metadiabasen des Soonwaldes (Hunsrück), mineralfazielle Stellung der Metamorphite im Soonwald

Am SE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges, im Soonwald, erstreckt sich von Kirn/Nahe bis etwa Stromberg eine schmale SW-NE-streichende Zone aus metamorphen Gesteinen, die — ähnlich der metamorphen Zone des in der streichenden

(ohne Verdoppelung) besser wie folgt schreiben:



wobei $x \sim 1$ ist.

Diese Formeleinheit enthält ebenfalls 28 O-Atome und ist nur eine andere (die strukturelle Eigenheiten besser beschreibende) Ausdrucksweise der für die Berechnung zugrunde gelegten älteren Formel.

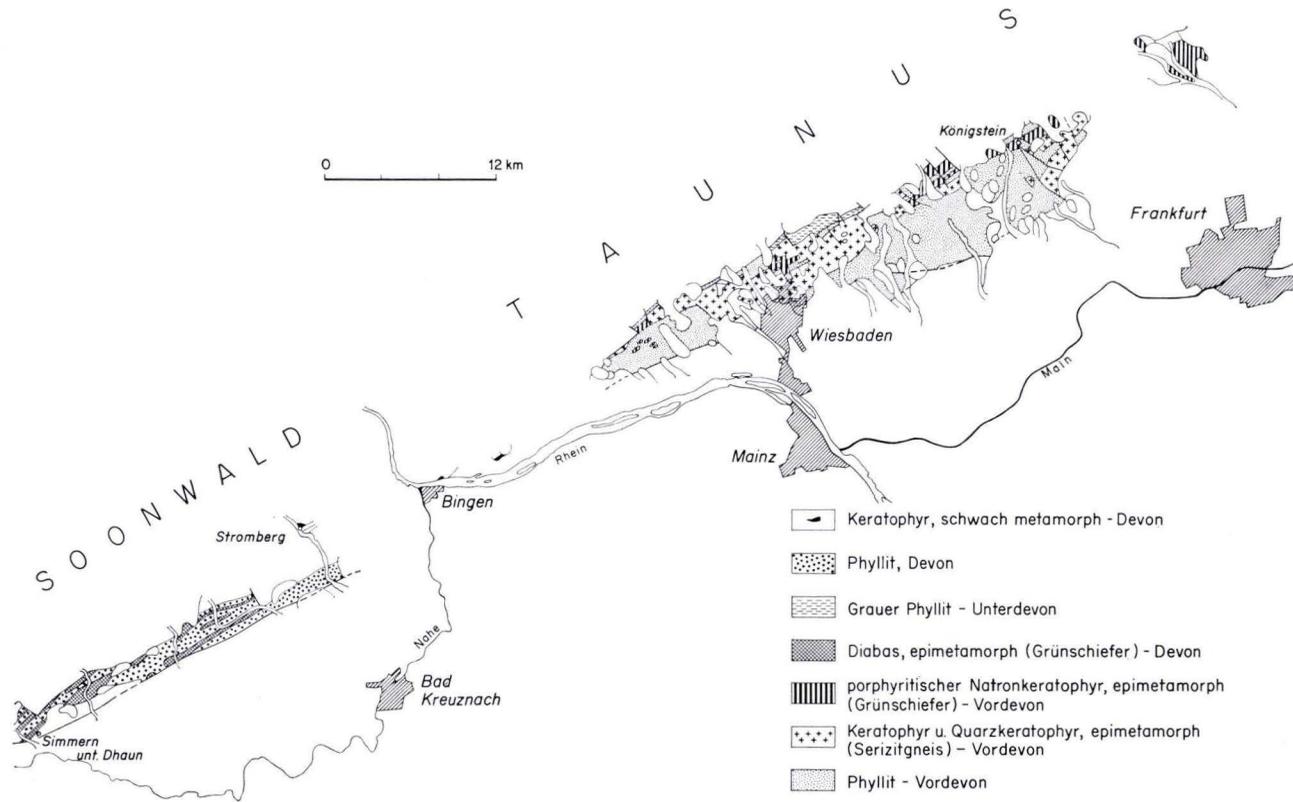


Abb. 42. Geologische Übersichtskarte der metamorphen Zone im Soonwald und im Taunus.

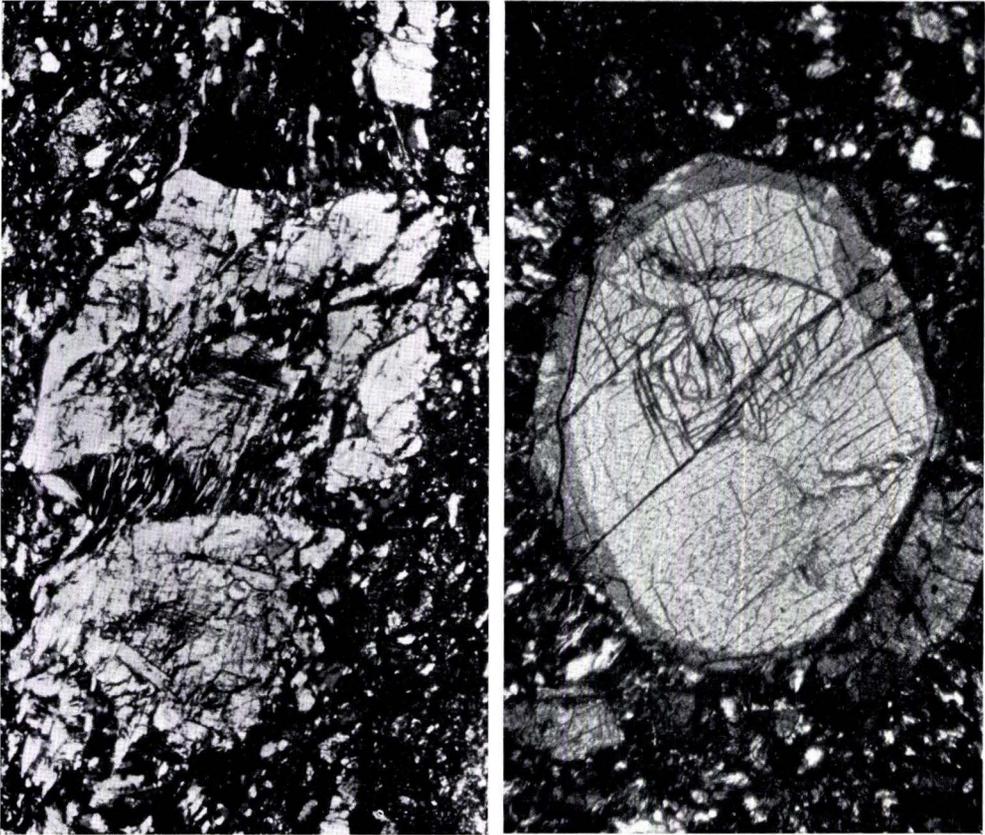


Abb. 43 (links). Reliktischer Augit im Metadiabas; zerbrochen und durch Aktinolith-Albit-Chlorit-Neubildungen verheilt. Fundort: Straßenaufschluß a. d. Straße Langenthal – Pferdsfeld etwa b. km 11,6. Bl. 6111, Pferdsfeld, R 339774, H 552444. Handstück-Nr.: 6441, Dünnschliff-Nr.: 10705; \times Nic.; Vergr.: 55 \times .

Abb. 44 (rechts). Reliktischer Augit mit titanreichem Saum im Metadiabas. Fundort: Straßenanschnitt an der Straße Langenthal–Pferdsfeld etwa bei km 11,6. Bl. 6111 Pferdsfeld, R 339774, H 552444. Handstück-Nr.: 6441, Dünnschliff-Nr.: 10704; \times Nic.; Vergr.: 60 \times .

Fortsetzung liegenden Taunus — schwächer verschieferten, i. w. devonischen Sedimenten vorgelagert zu sein scheint (Abb. 42).

Frühere Autoren (LOSSEN, 1867; GOSSELET, 1890; LEPPLA, 1921 u. 1924; BEYENBURG, 1930; TILMANN, 1931, 1938; KUTSCHER, 1934; NÖRING, 1939; BIERTHER, 1941) hielten die metamorphen Gesteine des Soonwaldes für älter als Devon (Vordevon). Nach WERNER (1952), BIERTHER (1953) und MEYER (1966) scheint jedoch ein devonisches Alter wahrscheinlich. Die am weitesten verbreiteten Gesteinstypen in dieser metamorphen Serie sind „Grünschiefer“ und Serizitphyllite. Bereits LOSSEN (1867) erkannte die „Grünschiefer“ als ehemalige Diabase, die trotz weitgehender,

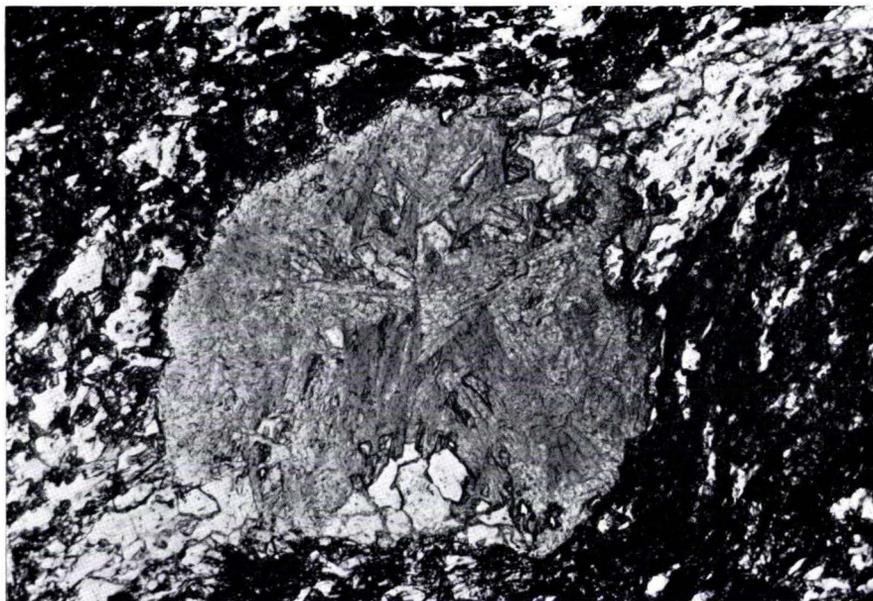


Abb. 45.

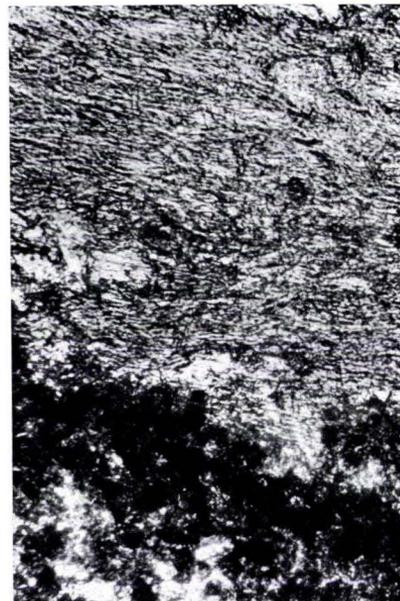


Abb. 46.



Abb. 47.

Abb. 45. Pumpellyit (büschelig-strahlige Aggregate) in einer deformierten Mandel mit Calcit Metadiabas. Fundort: Seitental des Tonnenbachtals, 125 m nördl. Wasserbehälter südwestl. Ippenschied. Bl. 6111 Pferdsfeld, R 340074, H 552614. Handstück-Nr.: 6449, Dünnschliff-Nr.: 10720; ohne Nic.; Vergr.: 90 \times .

Abb. 46. Pumpellyit-Filz im metamorphen Grundgewebe eines Metadiabases. Fundort: wie Abb. 45, jedoch: Handstück-Nr. 6451, Dünnschliff-Nr. 10734; ohne Nic.; Vergr.: 95 \times .

Abb. 47. Aktinolith-Neubildung im Metadiabas. Fundort: Hoxbachtal; etwa 100 m südlich der Einmündung des Seesbaches in den Hoxbach im Klebwald. Bl. 6111 Pferdsfeld, R 339706, H 552358, Handstück-Nr.: 6428, Dünnschliff-Nr.: 10672; \times Nic.; Vergr.: 80 \times .

manchmal extremer Gefügeumprägung (Schieferung) an zahlreichen Stellen z. T. massenhaft Augitrelikte (Abb. 43, 44, S. 57 u. Abb. 47) führen („Augitschiefer“ LOSSEN's).

In diesen Metadiabasen tritt Pumpellyit häufig in mehr oder minder deformierten Mandelräumen als stabiles Relikt (Abb. 45) auf. Gleichzeitig findet er sich aber auch als metamorphe Neubildung im Grundgewebe des Gesteins (Abb. 46), begleitet von Albit (Abb. 50) + Quarz, Serizit, Chlorit \pm Prehnit, Epidot, Klinozoisit \pm Ferro- und Ferri-Stilpnomelan (Abb. 49, 50), Aktinolith (Abb. 47, 48) und Tremolit, die sämtlich in die metamorphe Phase der Mineralbildung gehören und sonst auch in der Grünschieferfazies beständig sind.

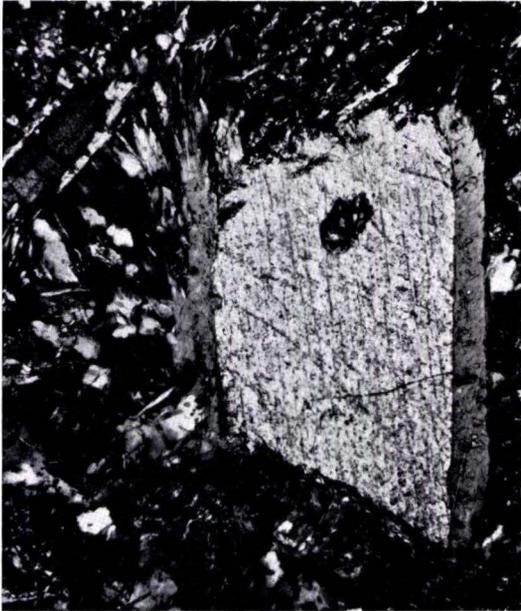


Abb. 48 (links). Aktinolith als randliche Neubildung auf Kosten des relictischen Augits in einem Metadiabas. Fundort: Straße Argenschwang-Spall, etwa 175 m westl. der Straßenabzweigung nach Münchwald. Bl. 6112 Wald-Böckelheim, R 340592, H 552837. Handstück-Nr.: 6240, Dünnschliff-Nr.: 10592; \times Nie.; Vergr.: 80 \times .

Abb. 49 (rechts). Stilpnomelan in einem Metadiabas mit Albit-Quarz-Schnüren. Straße Winterburg-Winterbach; ca. 525 m SSE Ort Winterbach. Bl. 6111 Pferdsfeld, R 340230, H 552640. Handstück-Nr. 6218, Dünnschliff-Nr.: 10453; ohne Nie.; Vergr.: 120 \times .

Die gleiche metamorphe Mineralparagenese, allerdings ohne Pumpellyit, Aktinolith und Tremolit, aber mit sehr viel Stilpnomelan (Abb. 51, S. 61), Serizit, Albit und Chlorit, trifft man in den begleitenden Phylliten an, die aus pelitischen und psammischen Sedimenten entstanden sind.

Die Umbildung dieser Gesteinsserie erfolgte offenbar unter T-P-Bedingungen, die sich mit dem Stabilitätsbereich des Pumpellyits decken, d. h. bei Temperaturen zwischen 360–400° C [oder evtl. auch bei etwas

niedrigeren Temperaturen (250—350° C), wie bereits im Abschnitt IV. 1. diskutiert], da dieses Mineral in den Metadiabasen gleichzeitig als metamorphe Neubildung und als stabiles Relikt nachgewiesen werden kann. Die untere Temperaturgrenze der Grünschieferfazies wurde nicht überschritten. Die bisher als Grünschiefer angesprochenen Gesteine des Soonwaldes führen also diesen Namen zu unrecht; es sind Metadiabase in Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies. Pumpellyit ist in diesen Gesteinen auf Kosten der Anorthitkomponente der ursprünglich basischen Plagioklase gebildet worden. (Sofern er als Neubildung vorliegt.) Er ist im Soonwald



Abb. 50. Stilpnomelan mit Albit in einem Metadiabas mit Albit-Quarz-Sehnüren. Fundort und Handstück-Nr. wie bei Abb. 49; Dünnschliff-Nr.: 10452; \times Nic.; Vergr.: 125 \times .

sehr verbreitet (vgl. Abb. 52) und optisch sowie röntgenographisch (vgl. Tab. 1) den Pumpellyiten aus den Diabasen der übrigen Teile des Rheinischen Schiefergebirges recht ähnlich. Es liegen Varietäten mit mittlerem Eisengehalt vor. Über den Chemismus dieser Pumpellyite kann zunächst nicht mehr gesagt werden, da es bisher nicht gelang, aus diesen Gesteinen genügende Mengen mit ausreichender Reinheit zu isolieren.

Die im Soonwald somit nachgewiesene Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies ist auch im Harz vorhanden. Die Metadiabase der Wippraer Zone enthalten die gleiche Paragenese, auch dort konnte der Verfasser Pumpellyit nachweisen. G. FISCHER beschrieb ihn 1929 als „pleochroitischen Klinozoisit“⁸⁾. Hierin zeigt sich neben

⁸⁾ Bereits QUITZOW (1936) erkannte, daß dieser „pleochroitische Klinozoisit“ mit Pumpellyit identisch ist.

dem gleichen diabasischen Edukt und dem sehr wahrscheinlich gleichen Alter eine weitere Parallele der beiden metamorphen Zonen.

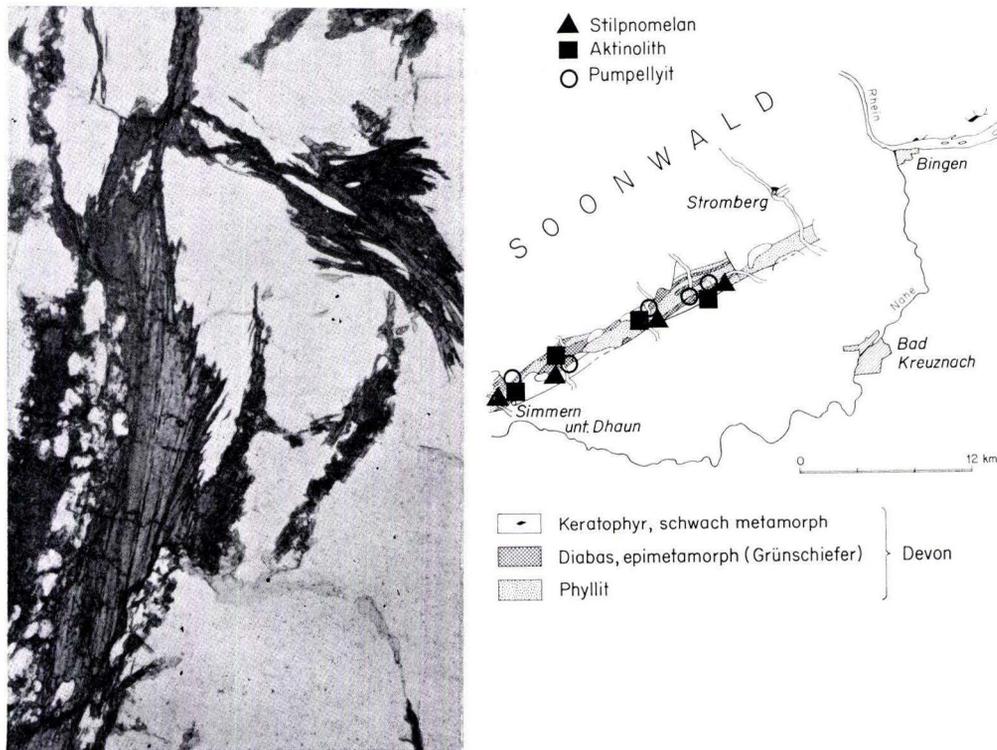


Abb. 51 (links). Stilpnomelan in einem quarzreichen Chlorit-Phyllit. Fundort: Linke Seite des Gräfenbachtals, etwa 160 m nördlich der Einmündung des Spaller Baches in den Gräfenbach. Bl. 6112 Wald-Böckelheim, R 340609, H 552057. Handstück-Nr.: 6223, Dünn-schliff-Nr.: 10560; ohne Nic.; Vergr.: 80 ×.

Abb. 52 (rechts). Verbreitung der fazieskritischen Minerale in der metamorphen Zone des Soonwaldes — Pumpellyit, Aktinolith und Stilpnomelan sind die wichtigsten metamorphen Neubildungen neben Albit, Chlorit und Quarz. — Diese Paragenese zeigt Metamorphosebedingungen entsprechend der Pumpellyit-Quarz-Prehnit-Fazies an.

5.1. Petrochemie der Metadiabase im Hinblick auf geochemische Veränderungen während der niedrigtemperierten Metamorphose

Um die Streubreite des Gesteinschemismus der Metadiabase im Soonwald zu erfassen, sind mit herkömmlichen Analysenverfahren 20 Vollanalysen angefertigt worden. Zusätzlich wurden etwa 150 Proben mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz-Analyse auf die üblichen Hauptbestandteile untersucht. Zur Vervollständigung dieser Analysen sind die mittels der Röntgenfluoreszenzanalyse nicht erfaßbaren Bestandteile Na_2O und CO_2 nach üblichen Methoden bestimmt. Das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis

wurde allerdings nicht zusätzlich ermittelt. Einzelwerte sollen hier nicht mitgeteilt werden, es wird lediglich versucht, eine erste graphische Auswertung der Ergebnisse zu geben.

Unter den gegebenen Voraussetzungen (nur Gesamt-Eisen!) erwies sich die Dreiecksdarstellung der Verhältnisse $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{FeO} + \text{MgO}) : \text{CaO}$ als die günstigste. Diese unterscheidet sich vom üblichen ACF-Diagramm in folgenden wesentlichen Punkten: den Al_2O_3 -Werten wurden nicht die äquivalenten Mengen Alkalien abgezogen, Gesamt-Eisen wurde als FeO berechnet unter Vernachlässigung der nicht bekannten Fe_2O_3 -Anteile, die nicht zum Al_2O_3 , addiert wurden. Es wurden ferner nicht die nach dem Modalbestand notwendigen Korrekturen, mit Ausnahme der z. T. recht

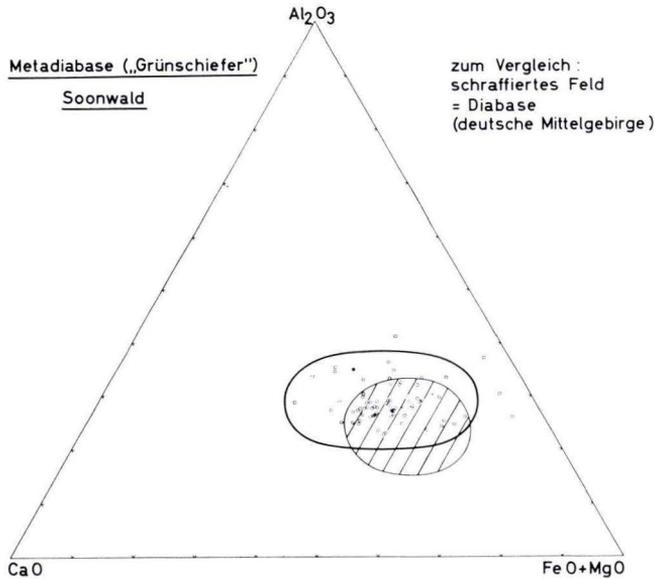


Abb. 53. Chemismus der Metadiabase im Soonwald.

beträchtlichen Karbonat-Anteile, angebracht. Diese Korrektur bedeutet, daß lediglich das silikatisch gebundene CaO dargestellt wurde. Die Untersuchungen, welche auch auf die Metamorphite des Taunus ausgedehnt wurden, sind zur Zeit noch nicht völlig abgeschlossen, vor allem sind manche Analysen noch mit Na_2O -Bestimmungen zu ergänzen. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt läßt sich also über die Verschiebungen im Alkalihaushalt — vermutlich die wichtigsten geochemischen Verschiebungen im niedrigtemperierten metamorphen Bereich — noch nichts aussagen. Dies soll einer späteren Arbeit vorbehalten sein. Hinsichtlich der chemischen Hauptbestandteile Al_2O_3 , CaO, $(\text{MgO} + \text{FeO})$ zeichnen sich gegenüber den Diabasen keine wesentlichen Stoffverschiebungen ab, wie dies der Abb. 53 zu entnehmen ist. Hier ist das im wesentlichen geschlossene Feld der Metadiabase vom Soonwald mit dem Feld von 50 chemisch analysierten Diabasen (schraffiert) aus dem Rheinischen Schiefergebirge

(BRAUNS, 1909; AHRENS, 1928; GÖTZ, 1952; HENTSCHEL, 1956b), aus dem Harz (ERDMANNSDÖRFER, 1909) und aus dem Thüringer Wald (RÖSLER, 1960) verglichen. Nur wenige Proben liegen außerhalb des Streufeldes. Diese heben sich makroskopisch durch ihre stärkere Inhomogenität (Quarz-Albit-Schnüre) hervor oder lassen sich mikroskopisch als ehemalige Schalsteine erkennen.

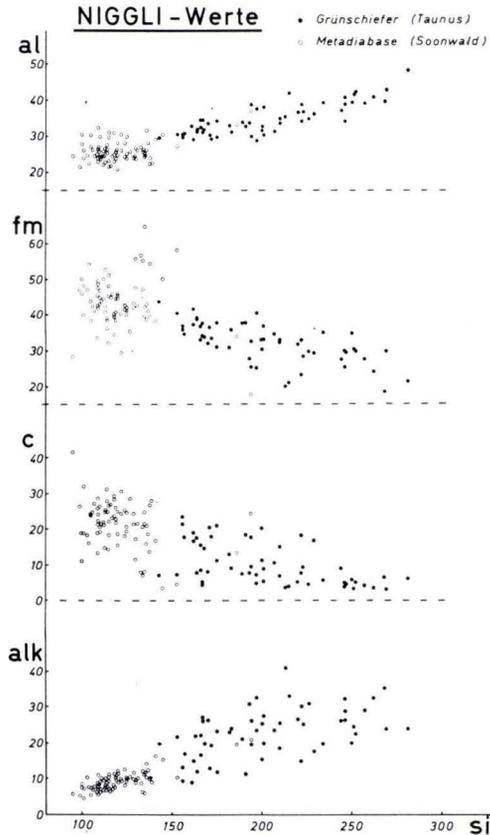


Abb. 54. Petrochemische Verhältnisse in Metadiabasen des Soonwaldes und in Grünschiefern des Taunus.

Aus der Darstellung ist höchstens eine relative Verarmung an (FeO + MgO) gegenüber den „unveränderten“ Diabasen zu verzeichnen, was in der geringfügigen Verschiebung des Feldes in Richtung zur Al₂O₃-Ecke bzw. zur CaO-Ecke zum Ausdruck kommt. Vermutlich betraf diese Stoffverschiebung aber lediglich die MgO-Komponente. Die teilweise möglichen starken Verschiebungen im Ca-Gehalt beider Gesteinsgruppen (Meta-Diabase und Diabase) gegenüber der ursprünglichen Zusammensetzung können dieser Darstellung natürlich nicht entnommen werden, da das gegenwärtig karbonatisch gebundene Ca rechnerisch eliminiert wurde.

In das Diabasfeld fallen auch die von verschiedenen Autoren berechneten Durchschnitts-Chemismen von verschiedenen Basalttypen (NOCKOLDS, 1954; MANSON & POLDERWAART, 1964). Generell entspricht also der Chemismus der Metadiabase im Soonwald, ebenso wie derjenige der unveränderten Diabase, dem Chemismus der Basalte. Sofern jedoch in einzelnen Verschiebungen auftreten, betreffen diese vor allem den CaO-, MgO-, (FeO)- und Na₂O-Gehalt. Zum gleichen Ergebnis kam auch SMITH (1968, S. 216) bei der eingehenden Untersuchung ordovizischer basischer Laven und der mit diesen vergesellschafteten labilen Sedimente und Pyroklastite in New South Wales, Australien, die ebenfalls der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies zuzuordnen sind.

Am auffälligsten im Chemismus der Metadiabase vom Soonwald ist die relativ große Homogenität, welche in der verhältnismäßig geringen Streuung der darstellenden Punkte zum Ausdruck kommt (vgl. Abb. 53). Das gleiche Bild ergibt sich auch, wenn man die Niggli-Werte *al*, *fm*, *c* und *alk* in Abhängigkeit vom Niggli-Wert *si* darstellt (Abb. 54). Die Masse der darstellenden Punkte liegt in einem engen Bereich. Eine magmatische Differentiation, bei diesen Gesteinen ohnehin kaum zu erwarten, obwohl auch gegenteilige Beispiele bekannt sind (vgl. HENTSCHEL, 1956b), fand offenbar nicht statt. Lediglich der *alk*-Wert zeigt eine strengere Korrelation mit steigender *si*-Zahl. Demgegenüber streuen die gleichzeitig dargestellten entsprechenden Werte für Grünschiefer aus dem Taunus in einem wesentlich größeren *si*-Bereich. Auf diesen Sachverhalt wird im folgenden Abschnitt (V. 2.1.) näher eingegangen.

V. Die mineralfazielle Stellung der Metamorphite im Taunus

1. Allgemeine Angaben über Ausgangsgesteine

In der streichenden Fortsetzung der metamorphen Zone im Soonwald findet sich im Taunus — etwa zwischen Rüdesheim a. Rh. und Bad Homburg v.d.H. — eine schmale SW–NE gerichtete Zone, deren Gesteine sich gegenüber den paläozoischen Schichtgliedern des Rheinischen Schiefergebirges durch ihren höheren Metamorphosegrad auszeichnen (vgl. Abb. 42). Diese Zone wird ebenfalls von (ihrem Gefüge nach) phyllitischen Gesteinen aufgebaut. Sie verliert sich nach NE unter dem Vogelsberg und unter der Hessischen Senke, um am Südrand des Harzes wieder aufzutauchen. Neben echten Phylliten treten in ihr — wie auch im Soonwald — ehemalige Magmatite auf. Von alters her gibt diese metamorphe Zone den Geologen und Mineralogen verschiedene Probleme auf, die sich grob gesehen um drei Pole scharen, die kurz mit *Alter*, *Ausgangsgestein* und *Metamorphose* umrissen werden können. Von diesen drei Fragenkomplexen ist bislang lediglich die Frage nach der Natur der magmatogenen Ausgangsgesteine befriedigend gelöst. Die Altersfrage ist bis heute ungelöst, ebenso fehlt eine moderne mineralfazielle Einstufung und damit eine schärfere Definition der Metamorphosebedingungen. Dieser letzten Aufgabe sollen die folgenden Ausführungen in erster Linie gewidmet sein.

Abb. 42 (S. 56) zeigt die Verbreitung dieser Gesteine, gleichzeitig die wichtigsten Ergebnisse der mehr als hundertjährigen intensiven Durchforschung des betrachteten Gebietes.

Im südlichen Taunus finden sich — im Gegensatz zu dem im vorigen Abschnitt besprochenen Soonwald — neben Phylliten fast ausschließlich metamorphe Äquivalente saurer bis intermediärer Vulkanite, für die SCHLOSSMACHER (1919, 1920, 1921, 1922) die Magmatit-Namen „Porphyritischer Natronkeratophyr“ (Grünschiefer) und „Quarzkeratophyr“ (Serizitgneise) einführte. Sofern der magmatogene Habitus dieser Gesteine noch deutlich erkennbar war, sprach SCHLOSSMACHER von Felsokeratophyr bzw. von Keratophyr. Gesteine mit basischerem Charakter treten im südlichen Taunus nur an zwei Stellen auf: In Rauenthal („Diabase“, hier gewissen Typen bei Stromberg im Soonwald ähnlich) und als neuer Befund, in Form einer schmalen Einschaltung

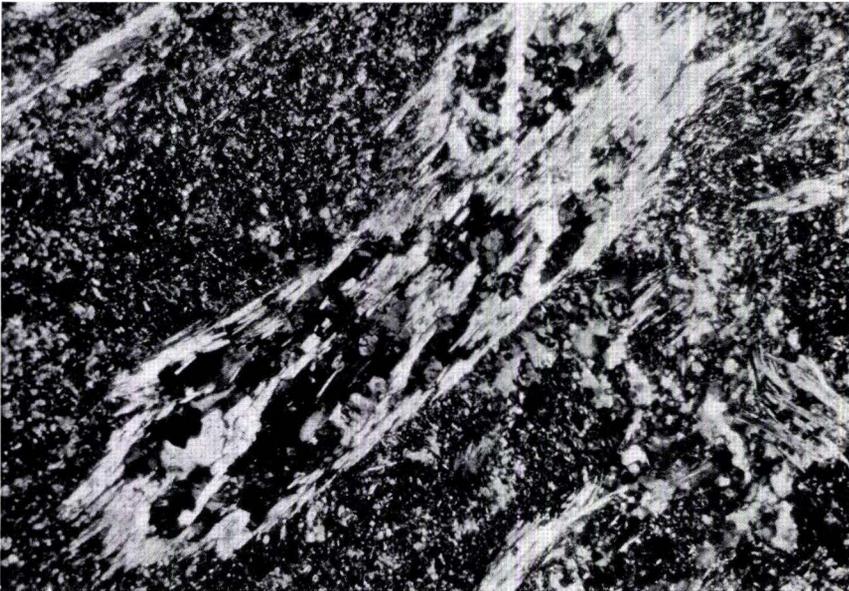


Abb. 55. Chlorit + Aktinolith \pm Albit \pm Quarz-Pseudomorphose nach Pyroxen. Metadiabas. Fundort: Straßenböschung a. d. Straße Ruppertshain-Eppenhain, S-Hang des Atzel-B., Bl. 5816 Königstein, R 345672, H 555980. Handstück-Nr.: 6107, Dünnschliff-Nr.: 10407; \times Nic.; Vergr.: 90 \times .

(Gang?) im „normalen“ Grünschiefer, am S-Hang des Atzel-B. bei Eppenhain (Bl. 5816 Königstein, R 345672, H 555980). Hier sprechen Gefügerelikte, eindeutige Pseudomorphosen nach Pyroxen (vgl. Abb. 55) — jetzt aus einem Aktinolith-Saum und Chlorit \pm Albit \pm Quarz (im Kern) bestehend — und auch der Chemismus einhellig für Diabas als Edukt.

Tuffe als Ausgangsgesteine wurden von SCHLOSSMACHER zwar vermutet, aber nicht gefunden. Erst vor kurzem konnten in einem Serizitgneise (Schönberg) Merkmale festgestellt werden, die auf Pyroklastite ignimbritischer Natur als lokal mögliche Edukte hinweisen (HENTSCHEL & MEISL, 1966). Noch deutlicher sind ignimbrische Gefügerelikte in einem Grünschiefer aus der Gegend von Ruppertshain zu erkennen

(vgl. Abb. 56). Aufgrund der bisherigen sporadischen Befunde ist es jedoch nicht möglich, die Verbreitung derartiger Ausgangsgesteine — etwa in einer Karte — anzugeben.

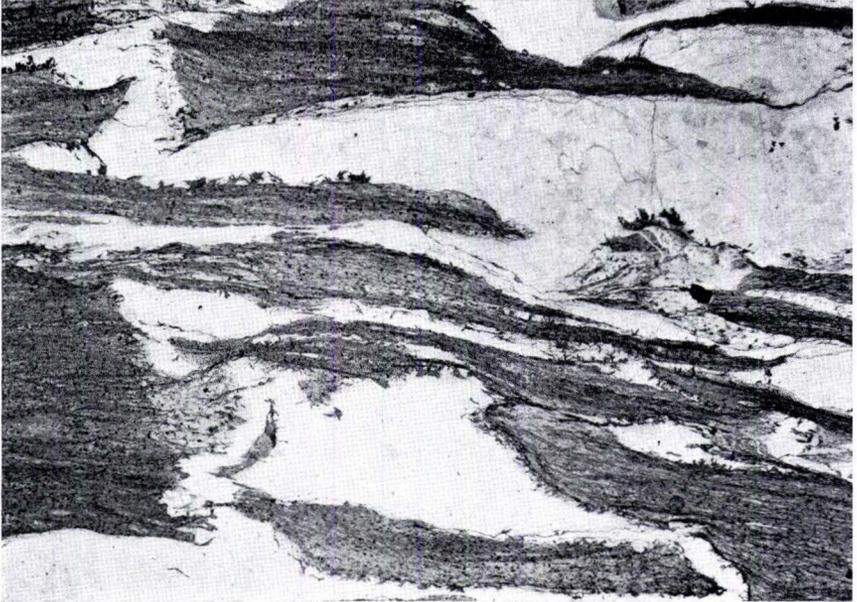


Abb. 56. Ignimbrit-Gefügerelikte im Grünschiefer. Die ehemaligen Glasteilchen sind als Formrelikte erhalten. Stofflich bestehen sie aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Albit und Serizit, nebst Erz. Die Fragmente werden von einem größeren Quarzpflaster (hell) zementiert. An der Grenze der einstigen Glasfragmente siedeln sich büschelige Aggregate von Stilpnomelan an (vgl. auch Abb. 57). Fundort: Lesestein westlich Rupperts-hain, am Osthang des „Rossert“. Bl. 5816 Königstein, R 34 56 85, H 55 59 78. Handstück-Nr.: Wi 3, Dünnschliff-Nr.: 3732; ohne Nie.; Vergr.: 5,8 ×.

2. Charakteristische metamorphe Mineralparagenesen in ehemaligen Magmatiten

Der epimetamorphe Charakter der Taunus-Gesteine wurde (mehr oder weniger pauschal) von allen früheren Bearbeitern betont. Die Namen SCHAUF (1898), MILCH (1889), BÜCKING (1903), SCHLOSSMACHER (1919—1922), WIRTH (1960) u.a. müssen hier genannt werden. Aber erst STENGER hat (1961) im Taunus eine Art mineralfaziale Gliederung versucht.

Die pauschalen Angaben früherer Bearbeiter hinsichtlich der Metamorphosebedingungen sind verständlich, da eine feinere mineralfaziale Einstufung und damit eine schärfere Definition der Metamorphosebedingungen erst im Lichte der in den letzten anderthalb Jahrzehnten erzielten Ergebnisse der experimentellen Petrologie möglich geworden ist.

B. STENGER (1961) unterscheidet im Taunus:

1. „eine anchimetamorphe Zone“

2. eine Zone in Grünschieferfazies, und zwar der Chlorit-Muskovit-Schiefer-Subfazies nach VOGT (1927), und
3. eine Zone in Epidot-Amphibolit-Fazies.

STENGER erwähnt neben Albit, Serizit, Quarz, Chlorit, Epidot und Aktinolith auch Biotit als Neubildung, den bereits SCHLOSSMACHER, 1919, S. 430, allerdings mit Fragezeichen versehen, aus dem Serizitgneis von Mammolshain beschrieben hat, und dem WIRTH (1960) — mit Recht — eine größere Verbreitung zuschreibt. Nach der heute gültigen Gliederung der Grünschieferfazies müßte man aus der von STENGER angeführten Paragenese auf die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies schließen.

Der „Biotit“ erwies sich aber bei der näheren Prüfung als Stilpnomelan (vgl. HENTSCHEL & MEISL, 1966, S. 323).⁹⁾

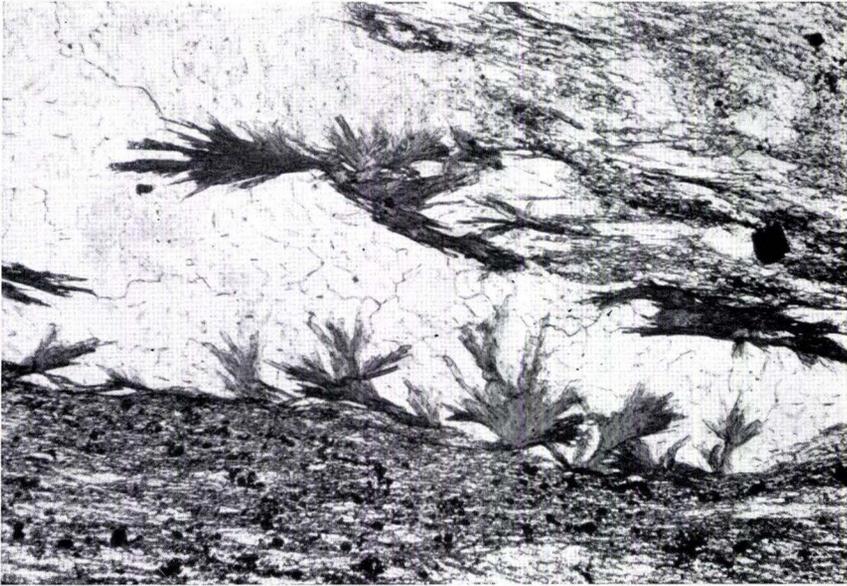


Abb. 57. Ausschnitt aus Abb. 56: Stilpnomelan-Büschel (pffifferlingartig) an der Grenze der ehemaligen Glasfragmente zum Quarzpflaster (im tuffogenen Grünschiefer von Ruppertshain). Alle Daten wie Abb. 56 (S. 65). Ohne Nic.; Vergr.: 80 ×.

Stilpnomelan siedelt sich gerne am Salband der kleinen Quarz- oder Quarz-Albit-Trümer an, die diese Gesteine häufig durchsetzen, oder er sitzt in den Verheilungszonen kataklastisch zertrümmerter Einsprenglingsquarze. In einigen Fällen tritt er auch zusammen mit Quarz als Füllung ehemaliger Blasenräume auf. Meist bildet Stilpnomelan prächtige Büschel (Abb. 57 u. 58—59 auf S. 68) aber auch dichte Rasen sind überaus häufig.

⁹⁾ Erst vor kurzem entdeckte Verfasser, daß bereits C. KOCH (1880, S. 10) Stilpnomelan im Serizitgneis beobachtete, was allen späteren Bearbeitern entgangen zu sein scheint.

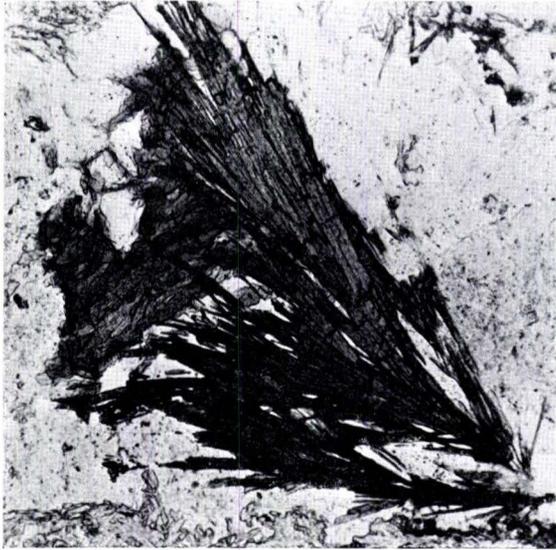


Abb. 58. Stilpnomelan im Serizitgneis. Fundort: Klippen im Staatsforst Hofheim am sog. „Wellbacher Hang“, ca. 130 m SE P. 315,0 m. Bl. 5816 Königstein, R 345711, H 555756. Handstück: 6310, Dünnschliff-Nr.: 10803; ohne Nic.; Vergr.: 145 ×.

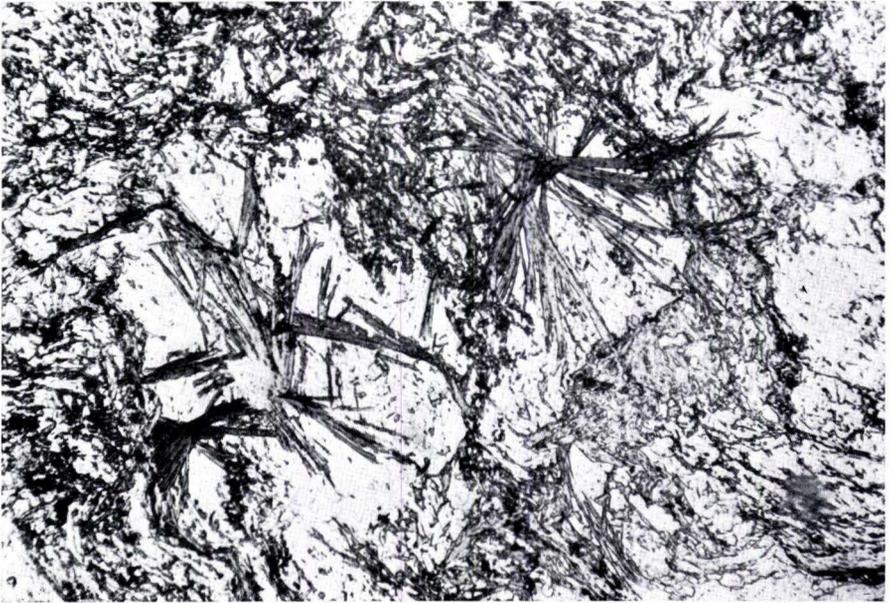


Abb. 59. Stilpnomelan-Büschel, auf ehemaligen Einsprenglingen aufgewachsen, im Grün-schiefer. Fundort: Klippen südlich des Hainkopfes, südwestlich von Ruppertshain. Bl. 5816 Königstein, R 345654, H 555822. Handstück-Nr.: Wi 4; Dünnschliff-Nr.: 3733; ohne Nic.; Vergr.: 87 ×.

In den Serizitgneisen ist der Stilpnomelan mengenmäßig etwas häufiger als in Grünschiefern und wird dort von neugebildetem Quarz, Serizit, Mikroklin, Albit, Chlorit und \pm Klinozoisit \pm Titanit begleitet, zusammen eine Mineralkombination, die nur die mineralfazielle Einstufung in die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies zuläßt.

In den Grünschiefern (porphyritische Natronkeratophyre) des Taunus ist Albit \pm Quarz, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Aktinolith (Abb. 60 u. 61), Titanit \pm Stilpnomelan (vgl. Abb. 57 u. 59) die herrschende neugebildete Mineralkombination, die wiederum nur die Einstufung in die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies erlaubt.

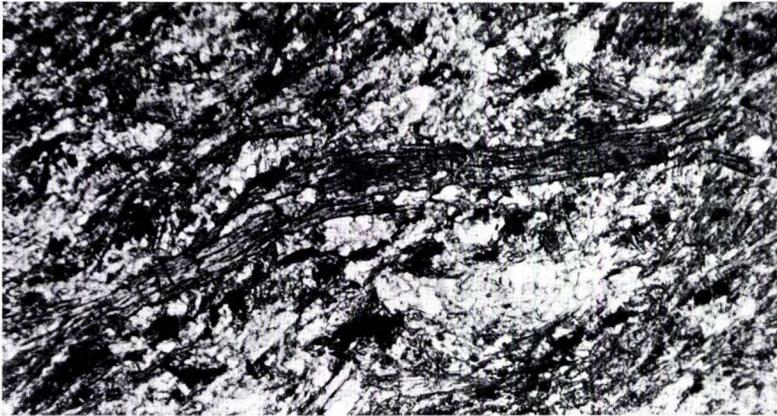


Abb. 60. Aktinolith (typische Schnitte parallel zur c-Achse) etwas verbogen im Grünschiefer. Fundort wie Abb. 61; Handstück-Nr.: 6380; Dünnschliff-Nr.: Me 79; ohne Nic.; Vergr.: 90 \times .

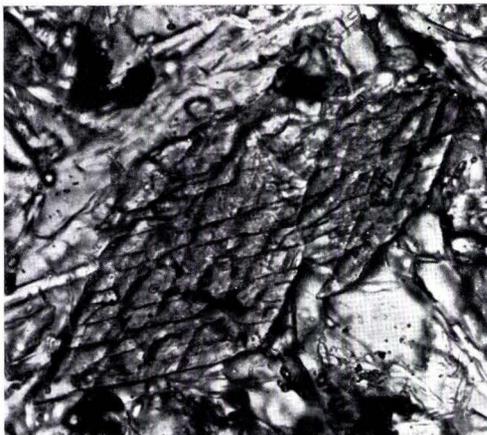


Abb. 61. Aktinolith (typischer Schnitt senkrecht zur c-Achse) im Grünschiefer. Fundort: Stbr. an der Sichter-Höhe bei Wiesbaden. Bl. 5815 Wehen, R 344605, H 555307; Handstück-Nr.: 6380; Dünnschliff-Nr.: Me 80; ohne Nic.; Vergr.: 440 \times .

Besondere Aufmerksamkeit verdient hier ein manchmal intensiv blauer Amphibol, bereits von MILCH (1889) beobachtet, der Anklänge an gewisse Glieder der Riebeckit-Glaukophan-Reihe (Crossit) aufweist (vgl. Abb. 62).

Crossit selbst wurde bisher nur in Spuren festgestellt. Die optische Bestimmung konnte durch qualitative Untersuchungen mit einer Mikrosonde untermauert werden.

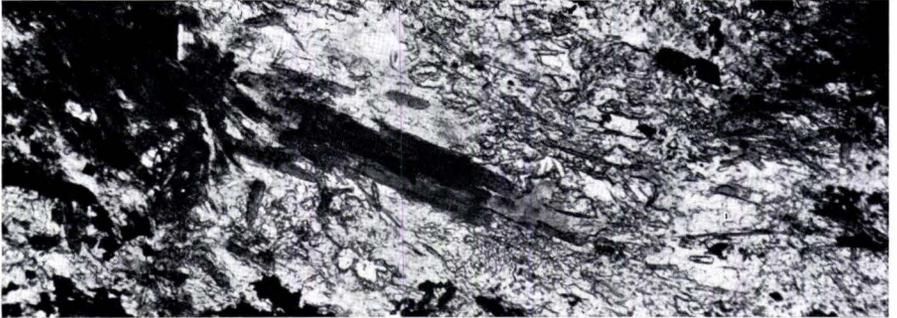


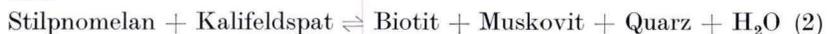
Abb. 62. Crossit-Kristalle im Grünschiefer. Fundort: Kleiner Stbr. und Klippen am SE-Hang des Kocherfelsens, 1,5 km NE von Königsteiner Kreisel. Bl. 5816 Königstein, R 346366, H 556155. Handstück-Nr.: 6353; Dünnschliff-Nr.: Me 75; ohne Nic.; Vergr.: 92 \times .

Stilpnomelan und Crossit wurden bisher, vorwiegend wegen ihrer Häufigkeit in Bereichen der alpinen Metamorphose (vgl. NIGGLI, 1956 u. 1960, u.a.) als Indikatoren für höhere Drücke während der Metamorphose angesehen. Nach NITSCH (1969)¹⁰) bildet sich aber Stilpnomelan im Experiment bereits bei 2 Kilobar, so daß die ursprüngliche Auffassung (vgl. WINKLER, 1967) revidiert werden muß. Auch Naturbeobachtungen sprechen für die Möglichkeit von Stilpnomelan-Bildung bei relativ niedrigen Drucken. So schätzen ROST & STETTNER (1969) den wirksamen Druck, der in Prasiniten aus der Umrahmung der Münchberger Gneismasse zur Bildung von Stilpnomelan führte, auf 1,5 bis höchstens 2 Kilobar. Von RAUMER (1967) betont, daß Stilpnomelan im Mont-Blanc-Granit „ruhige“, von der Durchbewegung verschonte Partien bevorzugt. Dies ist beim Stilpnomelan des Taunus (und des Soonwaldes) nicht der Fall, wohl sind diese jedoch hier — wie auch in den Ostkarpaten (STRECKEISEN, 1968) postkinematische Bildungen.

Wenn Stilpnomelan auch kein Druckindikator ist, so liefern die von NITSCH (1969)¹⁰) untersuchten Reaktionen:



und



sowie die Zersetzungsreaktion von isoliertem Stilpnomelan (3) wertvolle Temperaturmarken.

¹⁰) Vortrag anlässlich der 47. Jahrestagung der DMG in Bern am 9. 9. 1969.

Für die Reaktion 1, die in den Serizitgneisen und Grünschiefern stets nach links ablaufend öfters beobachtet werden kann, liegt die ermittelte Gleichgewichtskurve bei 4 kb und $450 \pm 20^\circ \text{C}$ respektive bei 7 kb und $470 \pm 20^\circ \text{C}$ (NITSCH, 1969)¹⁰.

Daraus und aufgrund weiterer experimenteller Ergebnisse zur Festlegung der Untergrenze der Grünschiefer-Fazies (vgl. WINKLER, 1967) können die Bildungsbedingungen der hier behandelten Paragenesen vorsichtig abgeschätzt werden: Es müssen Temperaturen von $400\text{--}450^\circ \text{C}$ und niedrige bis mittlere Drucke vorgeherrscht haben.

2.1. Petrochemische Verhältnisse in ehemaligen Magmatiten des Taunus-Vordevons

Vorerst liegen nur von den Grünschiefern des Taunus weitgehend vollständige Analysenreihen vor (Röntgenfluoreszenz-Analyse durch Na_2O -Bestimmungen und CO_2 -Bestimmungen ergänzt). Die Untersuchung der übrigen Gesteinstypen (Kerato-

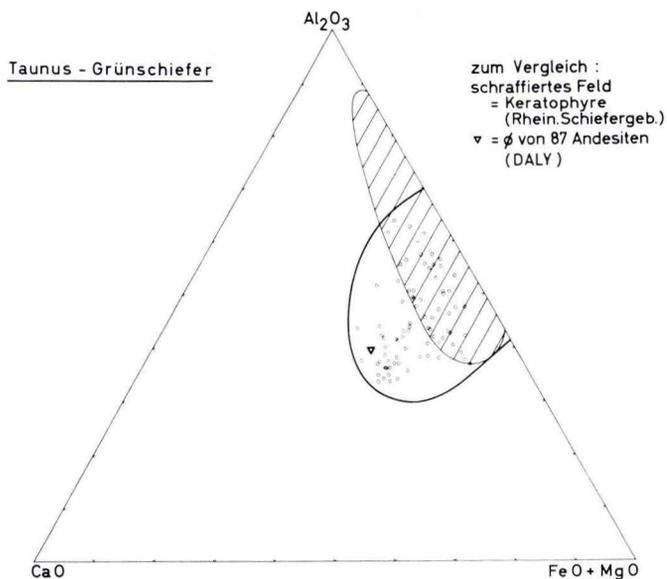


Abb. 63. Chemismus der Taunus-Grünschiefer.

phyr, Felsokeratophyr, Serizitgneise) ist noch nicht abgeschlossen. Aus diesem Grunde sind in Abb. 54 (S. 63) lediglich die Niggli-Werte von Taunus-Grünschiefern eingetragen. Wie bereits erwähnt, zeichnet sich hierin eine größere Variationsbreite im Kieselsäuregehalt der Taunus-Grünschiefer gegenüber den Meta-Diabasen des Soonwaldes ab (von intermediär bis sauer). Dies steht auch mit dem petrographischen Befund von SCHLOSSMACHER (1921) und dem des Verfassers im Einklang, nach dem Grünschiefer eine heterogenere Gesteinsgruppe darstellen.

¹⁰) Siehe Fußnote S. 70.

Allerdings bilden die Taunus-Grünschiefer eine geschlossenerere Gruppe, wenn man die im Abschnitt IV. 5.1. geübte Darstellung wählt (Abb. 63, S. 71). Hier ist das Feld der darstellenden Punkte der Grünschiefer-Analysen dem Feld der Keratophyre (30 Analysen; Keratophyre aus dem Rheinischen Schiefergebirge, GÖTZ, 1937; und HENTSCHEL, 1952) gegenübergestellt. Auch die von DALY (vgl. JOHANNSEN, 1949, S. 168, Tab. 64) ermittelte „Durchschnittsanalyse“ von 87 Andesiten ist zum Vergleich eingetragen.

Das von Grünschiefern eingenommene Feld deckt sich teilweise mit dem Al_2O_3 -ärmeren Teil des Keratophyrfeldes. Mit fast gleichmäßiger Dichte streuen die darstellenden Punkte aber auch weit in den übrigen Raum hinein in Richtung zu den Andesiten. Eine Trennung der intermediären und sauren Felder voneinander, wie

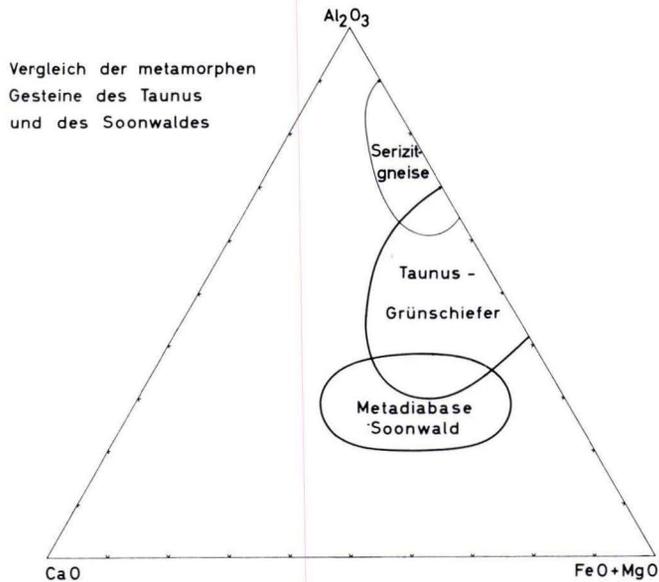


Abb. 64. Chemismus der Metadiabase (Soonwald), Taunus-Grünschiefer und Serizitgneise; ein Vergleich.

früher vermutet (vgl. HENTSCHEL & MEISL, 1966, S. 325), existiert offenbar nicht. Möglicherweise wird dadurch für die Edukte der Taunus-Grünschiefer eine Differenzierungsreihe angedeutet, die von intermediären bis zu schwach sauren Gliedern reicht (vgl. auch Abb. 54), und die in den noch sauereren Serizitgneisen (prämetamorph: Quarzkeratophyre oder Quarzporphyre) ihre Fortsetzung findet.

Diese Vermutung wird in Abb. 64 veranschaulicht, die außer den Feldern der Taunus-Grünschiefer und der zum Vergleich herangezogenen Meta-Diabase des Soonwaldes auch ein Feld der Serizitgneise [aufgrund der bisher veröffentlichten Analysen (vgl. HENTSCHEL & MEISL, 1966)] enthält. Die Konturen dieses Feldes können durch die noch ausstehenden Analysenwerte des zur Zeit bearbeiteten Probenmaterials evtl. etwas verändert werden. Aufgrund der bei den Meta-Diabasen

und Taunus-Grünschiefern gemachten Erfahrungen dürfte jedoch keine wesentliche Verschiebung dieser Konturen eintreten. Durch den Vergleich der Abb. 63 u. 64 miteinander ergibt sich, daß die Serizitgneise fast genau den oberen Teil des schraffierten Keratophyr-Feldes (in Abb. 63) einnehmen.

Zwar überlappen sich die Felder von Meta-Diabasen und Taunus-Grünschiefern in Abb. 64 etwas, dennoch sind „diabasische“, besser basaltische, Edukte für die Masse der Taunus-Grünschiefer mit Sicherheit auszuschließen. Diabase sind im Taunus bislang nur in Rauenthal (Bl. Eltville) bekannt gewesen. Als neuer Befund kommt nun eine schmale Einschaltung am S-Hang des Atzel-Berges bei Eppenhain hinzu (vgl. Abschnitt V.1.).

Es ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht möglich, quantitative Aussagen über evtl. Stoffverschiebungen als Folge der Epizonalmetamorphose zu machen. Nach allgemeiner Erfahrung verläuft die Umwandlung in der Grünschiefer-Fazies weitgehend isochem. HENTSCHEL & MEISL (1966, S. 325) weisen aber darauf hin, daß bei der Metamorphose stoffliche Veränderungen eintreten können. Ist dies der Fall, dann werden vorwiegend die Alkalien, CaO und SiO₂ davon betroffen. Daher wird eine Ableitung von Magmen der Alkalireihe fraglich „und es empfiehlt sich, zurückhaltend nur auszusagen, daß die Liefermagmen rhyolitisch bis rhyodazitisch und trachytisch bis etwa andesitisch gewesen sind“.

3. Charakteristische metamorphe Mineralparagenesen in ehemaligen Sedimenten

Die den metamorphen Magmatiten im Süden vorgelagerten phyllitischen Gesteine gehen auf eine variable Folge von Sedimentgesteinen (Sandsteine, Arkosen, vor allem aber Tonsteine und Schluffsteine) zurück. Mit ziemlicher Sicherheit können dabei aber echte Pyroklastite ausgeschlossen werden. Eine hervorstechende Eigenschaft der relativ häufigen gröberkörnigen Varietäten ist ihre schlechte Sortierung. Sie enthalten große „Porphyroklasten“, die in einem recht feinkörnigen Grundgewebe eingestreut vorliegen und dadurch dem Gestein gelegentlich „porphyrisches“ (dem Serizitgneis durchaus ähnliches) Aussehen verleihen. Diese Typen enthalten meist reichlich klastischen, albitisierten Plagioklas oder auch detritischen Orthoklas und Muskovit. Ein zweiter extremer aber verbreiteter Typ liegt in den sehr feinkörnigen Phylliten vor, die mit Sicherheit auf Tone zurückzuführen sind. Alle übrigen Typen können als Übergänge oder als extreme Entwicklung der beiden soeben geschilderten Typen aufgefaßt werden. Auf die selteneren, für die vorliegende Fragestellung weniger wichtigen Abarten kann hier nicht eingegangen werden.

Als charakteristische metamorphe Neubildung enthalten diese Phyllite Quarz ± Albit ± Kalifeldspat + Serizit + Chlorit ± Epidot ± Stilpnomelan + Titanit + Rutil + Turmalin.

Aus chemischen Gründen ist in diesen Gesteinen Stilpnomelan nicht mehr so häufig wie in den metamorphen Magmatiten. Aktinolith oder Tremolit fehlen völlig, dagegen treten hier 2 weitere Minerale als metamorphe Neubildung auf: Rutil (Abb. 68, S. 75). und Turmalin var. Schörl (Abb. 66—67). Die hier angedeutete Abhängigkeit der fazieskritischen Minerale von dem Chemismus der Ausgangsgesteine kommt auch in Abb. 65 zum Ausdruck: In Grünschiefern treten Aktinolith und Stilpnomelan

FAZIESKRITISCHE MINERALE
IM GEBIET VON RUPPERTSHAIN – EPPSTEIN

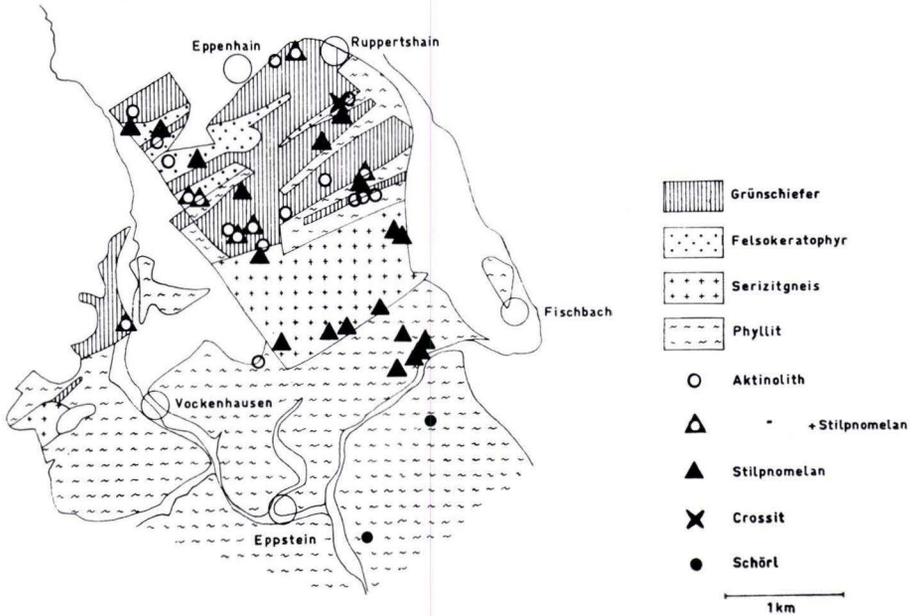


Abb. 65. Fazieskritische Minerale im Gebiet von Ruppertshain–Eppstein. — Die metamorphen Neubildungen sind vom Chemismus des Ausgangsgesteins abhängig. Aktinolith findet sich fast ausschließlich nur in basischeren Typen der ehemaligen Magmatite (porph. Na-Keratophyr = Grünschiefer). Stilpnomelan tritt zwar in allen Typen auf, besonders häufig jedoch in Serizitgneisen. Schörl bleibt auf Phyllite mit sedimentärem Edukt beschränkt.



Abb. 66. Knauserartiges Aggregat von authigenen Schörlkristallen (dunkle Leisten) in einem Serizit-Chlorit-Phyllit der Lorsbacher Schieferfolge. Fundort: Walterstein, Bl. 5816 Königstein, R 3458 11, H 5554 86. Handstück-Nr.: St 11, Dünnschliff-Nr.: 3761; ohne Nic.; Vergr.: 200 ×.

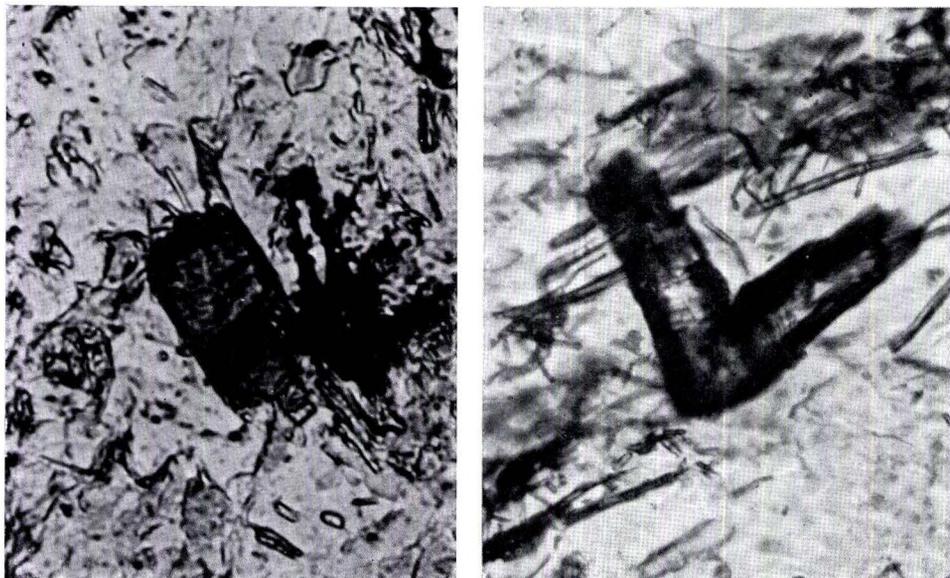


Abb. 67 (links). Detritischer Turmalin (hell) von Schörl (dunkel) umwachsen und zu einem teildiomorphen Kristall ergänzt. Serizit-Chlorit-Phyllit. Fundort: Straßenböschunganschnitt im Nerotal am W-Hang des Nero-Berges, ca. 650 m SSE der Leichtweißhöhle b. Wiesbaden, Bl. 5815 Wehen. R 3444 67, H 55 51 87. Handstück-Nr.: 6622; Dünnschliff-Nr.: 11123; ohne Nic.; Vergr.: 350 ×.

Abb. 68 (rechts). Neugebildete Rutilkristalle, darunter ein Kniezwillinger, im Serizit-Chlorit-schiefer. Fundort: Klippen am Westhang des Staufen, ca. 350 m E der Eisenbahnbrücke über der Straße Eppstein-Lorsbach. Bl. 5816 Königstein R 3457 42, H 55 55 90. Handstück-Nr.: 6290; Dünnschliff-Nr.: 10934; ohne Nic.; Vergr.: 840 ×.

gemeinsam auf, in Serizitgneisen findet man nur Stilpnomelan (neben Chlorit etc.). Für Phyllite schließlich ist die Schörlneubildung typisch.

Die Ausgangsstoffe für die Turmalinbildung lieferten offenbar detritische Turmaline, die noch häufig als solche zu erkennen, aber stets weitergewachsen sind (vgl. Abb. 67). Wichtig ist hierbei, daß der neugebildete Teil stets eisenreich ist, auch dann, wenn der detritische Kern eisenarm ist. Häufig sind aber auch völlig neugebildete Turmalinkristalle, die nicht selten kleine Aggregate und Knauer im metamorphen Grundgewebe bilden (Abb. 66).

Syntheseversuche von FRONDEL und Mitarb. (1947 u. 1957) sowie von M. MICHEL-LÉVY (1949 u. 1953) ferner von SMITH (1949) zeigen, daß — obwohl Turmalin-Authigenese bereits während der Diagenese möglich ist (PETTIJOHN, 1957, vgl. auch VALETON, 1955) — die Schörl-Bildung erst bei 350° C einsetzt und erst ab 400° C häufiger wird. In dem Experiment wurde Schörl in einem Temperaturbereich von (350°) — 400—550° C gebildet, also fast genau in dem Intervall, der für die Grünschieferfazies aufgrund von experimentellen Untersuchungen angenommen wird (ca. 400 bis 550° C; nach H. G. F. WINKLER, 1967, S. 175—176).

Die Schörl-Neubildung in den Phylliten kann aufgrund der übrigen Begleitminerale nur bei Temperaturen erfolgt sein, die nicht höher als 450°C gewesen sind. Für diese Gesteine kann demnach lokal auch Schörl als Faziesindikator gelten. Abb. 69 gibt schematisch die Verbreitung der fazieskritischen Minerale im Taunus an.

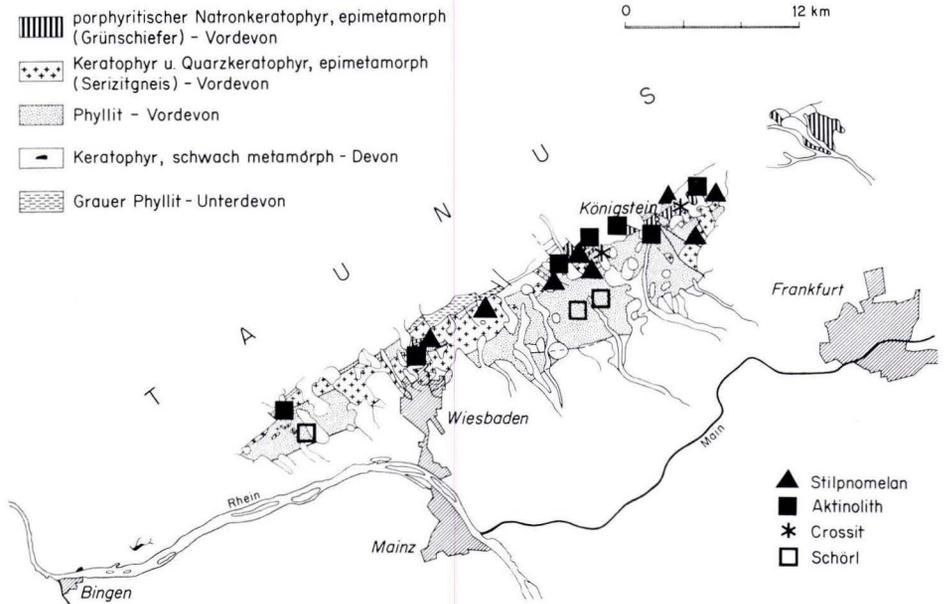


Abb. 69. Verbreitung der fazieskritischen Minerale in der metamorphen Zone des Taunus: Aktinolith und Stülpnomelan sind neben Albit, Quarz, Chlorit, Epidot, Titanit etc. die wichtigsten, im Taunus regional verbreiteten, metamorphen Neubildungen. Lokal tritt Crossit und — an Phyllite gebunden — Schörl-Neubildung auf. Die Paragenese zeigt der Quarz-Albit-Chlorit-Muskovit-Subfazies (Grünschiefer-Fazies) entsprechende T-P-Bedingungen an.

4. Ein Beitrag zur Altersfrage der prämetamorphen Edukte im Taunus

Die Bedeutung des Schörl-Fundes liegt jedoch auf einer anderen Ebene und es ist erforderlich, darauf kurz einzugehen.

Seit kurzem wissen wir, daß in den konglomeratischen Lagen der stratigraphisch den Schichten von Oignies (Ober-Gedinne) entsprechenden Bunten Schiefer des Taunus häufig Turmalingesteinsfragmente auftreten (MEISL & EHRENBURG, 1968). In den Ardennen, die von alters her geologisch mit dem Taunus verglichen werden, sind petrographisch identische Turmalingesteinsfragmente in den Schichten von Oignies schon seit langem bekannt (DE LA VALLÉE-POUSSIN & RENARD, 1877; LOHEST, 1885 u. 1909; GOSSELET, 1888; DE LIMBURG-STIRUM, 1909; CORIN, 1930 u. 1931; LEPERSONNE, 1933; ASSELBERGHS, 1946). Die wichtigsten Taunus-Fundpunkte liegen bei Kiedrich (Kloster Eberbach) und in Aulhausen. Es konnten dort zweierlei Fragment-Typen, ein geschieferter Turmalinserizitschiefer und ein massiger Typ

(Turmalinfels) festgestellt werden. Beide Typen stellen metamorphe Gesteine dar, die aus einem pelitischen bis psammitischen Edukt hervorgingen und mineralfaziell der Grünschieferfazies zuzuordnen sind. Die Turmaline sind optisch und röntgenographisch bestimmt, außerdem isoliert und chemisch analysiert worden. Sie erwiesen sich als Schörle mit einem Dravit-Anteil von 35—40% (vgl. MEISL & EHRENBERG, 1968). Es spricht zumindest kein petrographisches Argument dagegen, in dem Edukt dieser Turmalingesteine ein ähnliches Gestein zu vermuten, wie es auch als Ausgangsgestein der Vordevon-Phyllite vorgelegen haben muß. Das mutmaßliche Liefergebiet dieser Fragmente, die früher von ROTHPLETZ (1895, S. 15), LEPLA (1904, S. 15) und MICHELS (1926, S. 74; 1930, S. 22—23; 1931, S. 29; 1932, S. 23) als Kieselschiefer angesehen wurden, lag nach NÖRING (1939) im Süden, nach Meinung des Verfassers unweit von ihrer heutigen Lagerstätte, etwa im gegenwärtigen Verlauf des Rheins zwischen Wiesbaden und Bingen. Dieses Gebiet liegt aber in der streichenden Fortsetzung der Taunus-Phyllite [Lorsbacher und Eppsteiner Schiefer (s. Abb. 42)], und es ist nicht völlig abwegig, anzunehmen, daß die Liefergesteine der Turmalinfels-Turmalinserizitschiefer-Fragmente altersmäßig den Lorsbacher und Eppsteiner Schiefen entsprechen. Nach gegenwärtigem Stand unserer Kenntnisse muß dies jedoch eine unbeweisbare Mutmaßung bleiben. Die Metamorphose der Turmalingesteinsfragmente ist jedenfalls vorvariskisch, vermutlich kaledonisch erfolgt. Ein ähnliches Alter müßte man — in Fortführung obiger Gedanken — auch für die Metamorphose der Taunus-Phyllite annehmen. Dies sind Gedanken, auf die man schon früher gekommen ist (LEPLA u.a.). Den Versuch, eine vorvariskische Verfallung der Taunusgesteine mit gefügekundlichen Methoden nachzuweisen, haben CHATTERJEE N. D. und W. PLESSMANN (1958) unternommen. Sie glaubten, die gestellte Frage im positiven Sinne beantworten zu können (vgl. l.c. S. 458). Ihre Angaben wurden zwar von D. RICHTER & B. STENGER (1964) in einigen Punkten angezweifelt, aber auch diese führen Befunde an, „die auf eine vordevonische Gebirgsbildung im Taunus deuten“ (l.c. S. 502). RICHTER und STENGER schreiben, daß sich gefügekundlich „lediglich eine mehrphasige varistische Gefügeprägung nachweisen läßt, welche die vor- und unterdevonischen Gesteine in gleicher Weise betroffen hat“ (S. 503). Die unterdevonischen Sedimente erreichen jedoch — obwohl hier noch keine mineralfaziellen Untersuchungen vorliegen — nach dem Augenschein keineswegs Metamorphosegrad der Vordevon-Serie. Daraus könnte man aber folgern, daß der auch gegenüber der metamorphen, vermutlich devonischen, Diabas-Folge des Soonwaldes deutlich höhere Metamorphosegrad der Taunusgesteine [hierzu vgl. die zusammenfassende Darstellung der Verbreitung der fazieskritischen Minerale im Soonwald und im Taunus (Abb. 70, S. 78)] wahrscheinlich auf eine frühere, kaledonische Metamorphose zurückgeht. Die variskische Gebirgsbildung dürfte dann im Taunus nur die gegenwärtig feststellbare Gefügeprägung bewirkt haben, ohne die frühere mineralfazielle Ausbildung nennenswert zu verändern.

Zur Entscheidung bezüglich der Stichhaltigkeit der hier geäußerten Gedanken werden gegenwärtig laufende Altersbestimmungen mit der Rb-Sr-Methode (Gesamtgestein) wesentlich beitragen. Die ersten beiden Alterswerte, die der Verfasser Herrn Dr. W. ACKERMANN, Gießen, II. Phys. Institut der Univ., verdankt, widersprechen sich allerdings. So ergab sich ein Alter von 394 Millionen Jahren für den Serizitgneis von

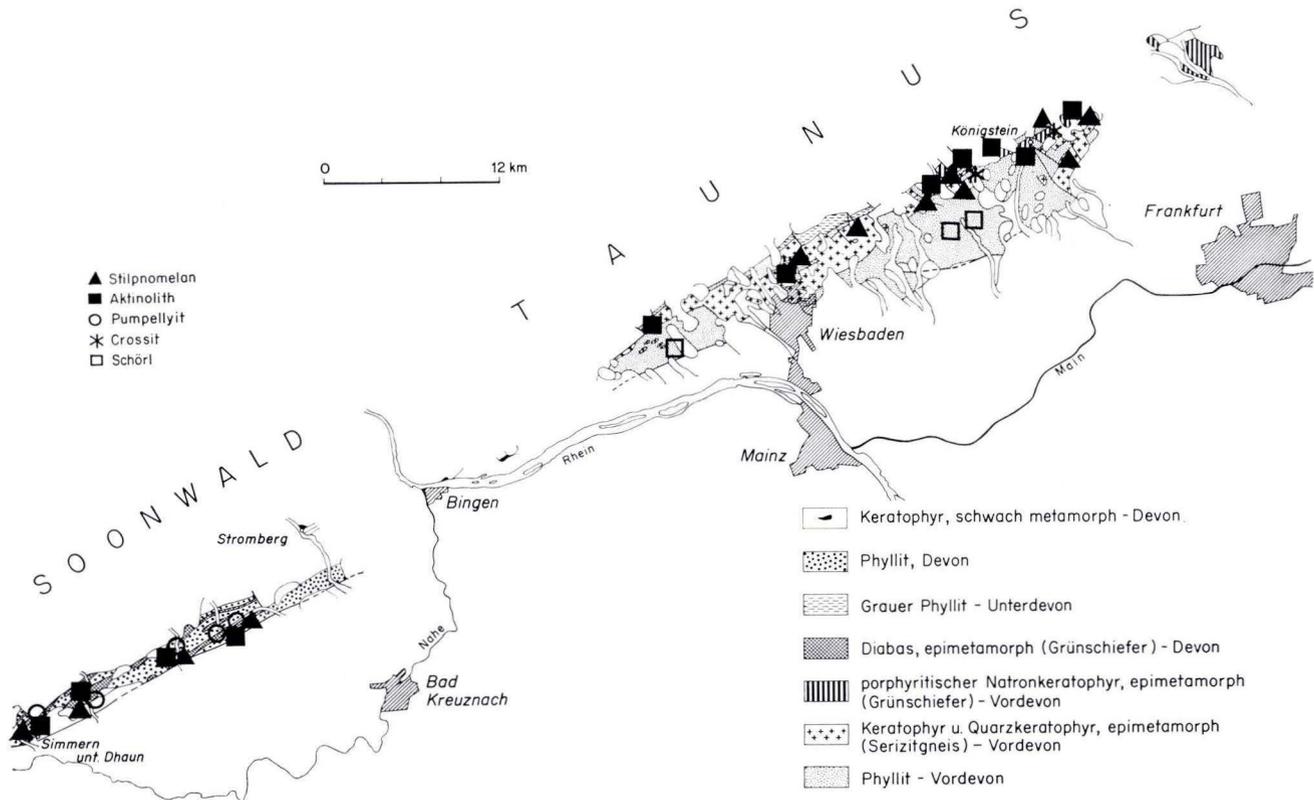


Abb. 70. Gemeinsamer Überblick der Verbreitung der wichtigsten fazieskritischen Minerale in der metamorphen Zone im Taunus und im Soonwald. — Das Fehlen von Pumpellyit im Taunus und sein Auftreten im Soonwald (bei sonst \pm gleichbleibenden Begleitmineralen) zeigt an, daß die Metamorphose im Taunus bei etwas höheren Temperaturen als im Soonwald erfolgte.

Ehlhalten (etwa Ordovizium) und ein Alter von 304 Millionen Jahren für denjenigen von Wiesbaden-Sonnenberg. Während das Alter von 394 Jahren Millionen etwa die geologische Vorstellung über das prädevone Alter dieser Gesteine belegt, gibt der Alterswert von 304 Millionen Jahren lediglich das auch geologisch ausreichend gesicherte variskische Alter der (letzten) Metamorphose an.

Es muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, diesen Widerspruch aufzuklären.

Zusammenfassung

Die Diagenese, d. h. die Umbildung eines Sediments in ein Sedimentgestein, besteht aus einer komplexen Folge vielschichtiger Vorgänge, die teils physikalischer, teils chemischer Natur sind. Sie verändern Gefüge und Mineralbestand eines Sedimentes, vorwiegend durch mechanische und chemische Kompaktion sowie durch Mineralneubildungen als Folge von Reaktionen wandernder Porenlösungen untereinander oder mit den angelieferten detritischen Mineralen. Die Diagenese ist abgeschlossen, wenn der Porenraum versiegelt und dadurch eine Wanderung von Porenlösungen unmöglich ist. Sie geht in die Versenkungsmetamorphose über, wenn durch progressive Zunahme von vornehmlich Druck und Temperatur die beteiligten Minerale miteinander zu reagieren beginnen. Dieser direkte Übergang der Diagenese in die Metamorphose ist nur in tiefen Großsynklinalen möglich. In allen anderen Bildungsräumen ist die Unterbrechung der progressiven Zunahme der verändernden physikalisch-chemischen Faktoren durch Heraushebung die Regel. In dieser mehr oder weniger langen Hebungphase verändern sich die während der Diagenese wirkenden physikalisch-chemischen Faktoren im rückläufigen Sinne und führen zu Veränderungen im Mineralbestand, weniger auch im Gefüge, die denjenigen in der Senkungsphase häufig entgegengesetzt sind. Solange sich aber diese Veränderungen unterhalb des Grundwasserspiegels abspielen, ist es zweckmäßig, sie noch zu der Diagenese zu rechnen. Es ist demnach sinnvoll, eine progressive und eine regressive (retrograde) Diagenese zu unterscheiden. Dadurch wird es möglich sein, unklare oder mißverständliche Begriffe — wie sie zur Zeit noch bei der Einteilung diagenetischer Vorgänge verwendet werden — zu vermeiden (etwa: postdiagenetisch, spätdiagenetisch, epigenetisch). Die progressive Diagenese umfaßt zwei unterscheidbare Etappen: Syndiagenese und Anadiagenese, die regressive Diagenese hingegen entspricht der Epidiagenese von FAIRBRIDGE (1967).

In den psammitischen Sedimenten des hessischen Buntsandsteins sind als Folge der progressiven und der anschließenden retrograden Diagenese folgende authigene Mineralneubildungen festgestellt worden:

1. Quarz in Form von in optischer Kontinuität an detritische Kerne angelagerten Anwachshüllen.
2. Kalifeldspat in Form von Anwachshüllen mit oder ohne optischer Kontinuität zwischen detritischem Kern und Anwachshülle.
3. Neubildung von Karbonaten: Calcit, Dolomit u.a.
4. Neubildung von Sulfaten: Gips, Anhydrit, Baryt, Cölestin.

5. Neubildung von Goethit (wahrscheinlich aus früherem Pyrit oder anderen Sulfiden).
6. Neubildung von Anatas.
7. Neubildung von Tonmineralen, vorwiegend Kaolinit.
8. Umbildung von Biotit in Chlorit.

Die unter 1. bis 3. angeführten Neubildungen sind allgemein verbreitet, während den übrigen Neubildungen nur lokale Bedeutung zukommt.

Die Quarz-Authigenese und z. T. auch die Feldspat-Authigenese sind im hessischen Buntsandstein vorwiegend auf Drucklösung zurückzuführen. In geringem Maße sind aber hierbei die benötigten chemischen Baustoffe aus den zwischengelagerten Ton- und Schluffsteinen durch Kompaktionsströme zugeführt worden. K wurde außerdem auch durch Abbau von Glimmer im Sediment selbst freigesetzt. Die Ausscheidung der Karbonate und die mit dieser verbundenen Verdrängung der übrigen silikatischen Bestandteile erfolgte erst nachdem die Sedimente in eine größere Tiefenlage gerieten. Die lokal im Unteren Buntsandstein festgestellten Sulfate: Gips, Anhydrit, Baryt und Cölestin sind diagenetisch entstanden. Die benötigten chemischen Baustoffe sind aus dem unterlagernden Zechstein-Salinar zugeführt worden. Die Entstehung von Anatas, einem häufigen, authigenen, aber stets akzessorischem Bestandteil der Sandsteine in der Buntsandsteinformation, ist unklar und bedarf noch weiterer Untersuchung. Tonminerale (Kaolinit, Dickit [?], Mixed Layer, Vermiculit, Illit) werden in zwei Etappen gebildet: am Beginn der progressiven und am Ende der regressiven Diagenese. Der regressiven Diagenese gehören ferner mit Sicherheit die Bildung von Goethit, die Auslaugung leicht löslicher Zementminerale (Calcit, Dolomit, Gips-Anhydrit) und eine lokale Baryt-Ausscheidung an. Nicht in allen Fällen lassen sich die Bildungen der progressiven und regressiven Diagenese mit petrographischen Mitteln eindeutig unterscheiden. Im Unteren Buntsandstein der Bohrung Schlierbachswald war jedoch eine differenzierte Analyse der diagenetischen Vorgänge möglich. Die Grenze zwischen progressiver und regressiver Diagenese markiert dort die Anhydrit \rightleftharpoons Gips-Umwandlung. In der Hebungphase wurden Gips und Calcit in mehreren Generationen gebildet. Gips wird dabei vom jüngeren Calcit verdrängt.

Aus den gegenseitigen Gefügebeziehungen der diagenetisch neugebildeten Minerale ließ sich folgende, generelle, schematische, zeitliche Abfolge der diagenetischen Prozesse ableiten:

1. Tonmineralneubildung, 2. Quarz- und Feldspatauthigenese, 3. Calcit- und Dolomit-Bildung, Verdrängung der Silikate durch diese, 4. Bildung der authigenen Sulfate, 5. Bildung der Hydroxide, häufige Dezementation. Manche dieser Vorgänge überlagern sich zeitlich oder führen durch Rekurrenzen zu einer örtlich abweichenden, differenzierteren Abfolge.

Wesentlich empfindlicher als Quarzpsammite reagieren Tuffgesteine auf diagenetische Einwirkungen. Es bilden sich Zeolith-Paragenesen, z. B. auf dem Wege der Palagonitisierung, die unter höhertemperaturierten Bedingungen zur Ausbildung von typomorphen Paragenesen der Laumontit-Prehnit-Quarz-Fazies oder der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies führen. Im Schalstein des Lahn-Dill-Gebietes, dessen Abkunft von Palagonittuffen erwiesen ist, findet man überwiegend Chlorit + Albit + Calcit

(und Quarz) als typische Paragenese, während die typomorphen Minerale Prehnit- oder Laumontit bisher nicht nachgewiesen wurden. Ihre Bildung wurde — zumindest im regionalen Ausmaß — durch die bei der Umwandlung vorherrschenden hohen Partialdrucke von CO_2 verhindert. Nur in Schalsteinen mit nichtkarbonatischem Zement können diese Minerale evtl. erwartet werden. In einem dieser seltenen Schalsteintypen mit albitischem Zement gelang als Neubefund der Nachweis von Pumpellyit. Dadurch wird es wahrscheinlich, daß die physikalischen Bedingungen, die bei der Umwandlung des Palagonit-Tuffs in Schalstein vorherrschten, zumindest denjenigen der Laumontit-Prehnit-Quarz-Fazies, wahrscheinlich jedoch bereits der höher-temperierten Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies, entsprochen haben. Die gleichen Metamorphosebedingungen sind für die den Schalstein begleitenden Schichtenkomplexe anzunehmen.

Naturbeobachtung und experimentelle Daten liefern noch kein einheitliches Bild über den Stabilitätsbereich des Pumpellyits. Es ist anzunehmen — dafür gibt es Anhaltspunkte —, daß dieser stark von der jeweiligen Zusammensetzung abhängig sein wird, besonders hinsichtlich des Druckes. Eisenarme Pumpellyite zeigen relativ hohen Druck an, während eisenreiche Varietäten nur bei niedrigen Drucken entstanden sein können. Sofern die Zusammensetzung des Pumpellyits nicht berücksichtigt wird, erscheint dieser als Druckdurchläufer. Die Temperaturobergrenze der Pumpellyit-Stabilität liegt bei ca. $350\text{--}400^\circ\text{C}$. Die Untergrenze ist umstritten, wahrscheinlich liegt sie bei etwa $250\text{--}300^\circ\text{C}$. Dies deckt sich i.w. mit dem T-P-Bereich der hydrothermalen Phase des magmatischen Kristallisationsablaufes. Es nimmt daher kein Wunder, daß Pumpellyit auch in Tiefengesteinen des Odenwaldes auftritt. Er bildet dort spindel- bzw. linsenförmige Einlagerungen im Biotit, stets in enger Symbiose mit meist stark chloritisierten Abarten dieses Minerals. Pumpellyit gehört in Tiefengesteinen des Odenwaldes überwiegend einer hydrothermalen Zwischenstufe des Kristallisationsablaufes an, z. T. ist er jedoch retrograder Natur.

In dem mit dem Schalstein verknüpften paläozoischen Schichtenkomplex sind relativ häufig Diabase eingeschaltet: Abkömmlinge basischer basaltischer Magmen mit typischem Erstarrungsgefüge und gelegentlicher Differentiationstendenz, aber stets mit mehr oder minder ausgeprägtem spilitischen Charakter (Instabilität basischer Plagioklase), oft Spilite in klassischer Ausbildung.

Insbesondere in den körnigen Diabasen tritt Pumpellyit — von Prehnit \pm Albit \pm Quarz \pm Chlorit + Calcit, gelegentlich auch von Analcim begleitet — in regionaler Verbreitung auf. Meist findet sich Pumpellyit in Mandelräumen oder im Kern ehemaliger Plagioklase. Aus der Sequenz der beteiligten Phasen in Mandelräumen ist überwiegend auf eine Abkühlungsabfolge und somit auf eine hydrothermale Entstehung im Zuge der magmatischen Kristallisation zu schließen, besonders bei gemeinsamem Auftreten von Pumpellyit und Analcim. Andere mineralogische Indizien (Aktinolith) lassen aber außerdem eine metamorphe Überprägung vermuten, die jedoch nicht dazu ausgereicht hatte, die „hydrothermalen Merkmale“ zu tilgen, zumal sie wohl unter den gleichen T-P-Bedingungen wie die hydrothermale Umwandlung erfolgte. Eine metamorphe Überprägung der Diabase — und damit eine Interferenz beider Vorgänge — lassen auch neue geochemische Befunde für möglich erscheinen.

Pumpellyite aus Tiefengesteinen des Odenwaldes und aus einem Diabas des Rheinischen Schiefergebirges wurden isoliert und chemisch bzw. röntgenographisch untersucht. Röntgenographisch sind auch Pumpellyite anderer Provenienz untersucht worden.

Die Pulverdiagramme der untersuchten Pumpellyite stimmen mit bisher veröffentlichten Daten anderer Vorkommen sehr gut überein. In ihrem Chemismus weichen Pumpellyite des Rheinischen Schiefergebirges nur wenig von den übrigen analysierten Pumpellyiten ab. Dagegen ist der analysierte Pumpellyit aus dem Odenwald besonders reich an Fe und Ti. Hinsichtlich seines Titangehaltes ist er mit keinem anderen Pumpellyit zu vergleichen. In seinem Eisenreichtum ähnelt er dagegen dem Pumpellyit von Noril'sk, Sibirien, UdSSR, und den Pumpellyiten aus der triadischen Karmutsen Gruppe, Vancouver Island, British Columbia.

Mit größerer Deutlichkeit als in Diabasen des Lahn-Dill-Gebietes und des Kellerwaldes tritt die metamorphe Überprägung in den wahrscheinlich altersgleichen Diabasen des am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges gelegenen Soonwaldes hervor (Metadiabase). In diesen ist Pumpellyit einerseits als stabiles Relikt in mehr oder weniger deformierten Mandelräumen und andererseits als metamorphe Neubildung im Grundgewebe der stark verschieferten Gesteine enthalten. Er wird hier von einer spezifisch epimetamorphen Mineralparagenese begleitet, die sonst auch in der Grünschieferfazies beständig ist. Die Umbildungsbedingungen dieser Metadiabase und der begleitenden Phyllite entsprechen dem Stabilitätsbereich von Pumpellyit, d. h. der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies. Die gleiche metamorphe Fazies ergibt sich auch für die „Grünschiefer“ der Wippraer Zone im Harz, die ebenfalls Metadiabase sind und die gleiche Mineralparagenese aufweisen.

Petrochemisch ist für die Metadiabase des Soonwaldes die verhältnismäßig geringfügige Streuung der Einzelwerte, d. h. eine ziemliche chemische Homogenität, charakteristisch. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt läßt sich noch nicht sagen, ob und welche Stoffverschiebungen während der niedrigtemperierten Metamorphose eingetreten sind. Solche mögen vor allem Na, (K), Ca, (Si), (Fe) und Mg betroffen haben. Gegenüber den normalen Diabasen, welche als veränderte Basalte angesehen werden, ist eine geochemische Veränderung — sofern die Hauptkomponente betrachtet werden — kaum feststellbar.

In den metamorphen Gesteinen des Taunus-Vordevons tritt kein Pumpellyit mehr auf, obwohl Gesteine mit geeignetem Bausch-Chemismus auch im Taunus vorkommen. Daher müssen hier die bei der Metamorphose herrschenden T-P-Bedingungen den Stabilitätsbereich des Pumpellyits überschritten haben. Die nachgewiesenen Mineralparagenesen sprechen für die niedrigsttemperierte Subfazies der Grünschiefer-Fazies (Barrow-Typ): für die Quarz-Albit-Chlorit-Muskovit-Subfazies. Höher temperierte Faziesbereiche — wie früher gelegentlich vermutet — kamen im Taunus nicht zur Ausbildung. Die Umbildung erfolgte hier bei etwas höheren Temperaturen als im Soonwald, schätzungsweise zwischen 400–450° C und wahrscheinlich bei relativ niedrigen bis mittleren Drucken.

Petrochemisch betrachtet ergibt sich bei den magmatogenen Edukten erwartungsgemäß eine größere Heterogenität. Eine Trennung der intermediären und sauren Felder voneinander existiert nicht. Darin wird möglicherweise eine Differentiations-

reihe für die magmatogenen Edukte dieser Metamorphite angedeutet, die von intermediären Typen zu sauren Gesteinstypen führte.

Die den metamorphen Magmatiten im Süden vorgelagerten Phyllite gehen auf eine variable Folge von Sedimentgesteinen zurück. Mineralfaziell gehören diese ebenfalls der Quarz-Albit-Chlorit-Muskovit-Subfazies der Grünschiefer-Fazies an. In diesen Phylliten können Rutil und die noch häufigeren authigenen Schörle als lokale Faziesindikatoren angesehen werden.

Eine genetische Verknüpfung dieser Schörlebildung mit den mineralfaziell gleichartigen Turmalingesteinen, die als Komponenten der Obergedinne-Konglomeraten nachgewiesen wurden, kann zwar vermutet, jedoch nicht bewiesen werden. Diese Turmalingesteine sind Produkte einer vorvariskischen Metamorphose. Sollte effektiv ein genetischer Zusammenhang zwischen den beiden turmalinführenden Gesteinen bestehen, so würde daraus folgen, daß eine bereits früher diskutierte vorvariskische (kaledonische?) Metamorphose der Taunusgesteine, welche allerdings eine variskische Überprägung erfahren hat, viel an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Dies wäre für die ungelöste Altersfrage dieser Gesteine von großer Bedeutung. Hierzu jedoch sind wohl erst durch die absolute Altersbestimmung zufriedenstellende Angaben zu erwarten. Die bisher vorliegenden Altersbestimmungen an 2 Serizitgneis-Proben widersprechen sich allerdings. Die eine liegt mit 394 Millionen Jahren im geologisch vermuteten Bereich (Ordovizium etwa), die zweite gibt mit 304 Millionen Jahren (Ober-Karbon etwa) lediglich das Alter der variskischen Metamorphose an.

Nachwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1966–1969 im Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden. Sie konnte ab 1967 durch eine dem Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Herrn Professor Dr. F. NÖRING, gewährte Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft wesentlich beschleunigt werden. Für die finanzielle Unterstützung sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft auch an dieser Stelle gedankt.

Für erhaltene Anregungen oder Hilfe ist der Verfasser folgenden Herren zum Dank verpflichtet: Prof. Dr. G. C. AMSTUTZ, Prof. Dr. K. v. GEHLEN, Dr. A. FINKENWIRTH, Prof. Dr. H. HENTSCHEL, Dr. G. HENTSCHEL, Dipl.-Geol. R. HINDEL, Priv. Doz. Dr. H.-J. LIPPERT, Prof. Dr. F. MICHELS †, Priv. Doz. Dr. G. MATTHESS, Dr. K.-H. NITSCH, Prof. Dr. F. NÖRING, Dipl.-Geol. D. TAUFITZ, Dipl.-Chem. G. THIELICKE, Prof. Dr. H. G. F. WINKLER. Für technische Hilfeleistungen sei allen beteiligten Mitarbeitern des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, insbesondere Frl. U. ZÖLLER und Herrn A. GLASER, gedankt.

Schriftenverzeichnis

- AHRENS, W.: Die devonischen Eruptivgesteine des östlichen Sauerlandes. I. Teil: Die Diabase des höheren Mittel- und Oberdevons. — Jb. preuß. geol. L.-A., **49**, 947–994, Berlin 1928.
- AMSTUTZ, G. C.: Spilitic rocks and mineral deposits. — Bull. Univ. Miss. School of Mines and Metallurgy — Techn. Ser. Nr. 96, 11 S., Rolla, Missouri 1958.
- Syngene und Epigene in Petrographie und Lagerstättenkunde. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **39**, 1–88, Zürich 1959.
- & BUBENICEK, L.: Diagenesis in sedimentary mineral deposits. — In LARSEN, G. & CHILLINGAR, G. V. (Editors): Diagenesis in sediments; Developments in sedimentology, **8**, 417–476, Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1967.

- ANDRÉE, K.: Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehungen zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. — *Geol. Rdsch.*, **2**, 61—74 und 117—130, Leipzig 1911.
- ASSELBERGHS, E.: L'Éodévotionien de l'Ardenne et des régions voisines. — *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **14**, 598 S., Louvain 1946.
- BEYENBURG, E.: Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtals im östlichen Hunsrück. — *Jb. preuß. geol. L.-A.*, **51**, T. 1, 417—461, Berlin 1930.
- BIERTHER, W.: Geologie des unteren Hahnenbachtals bei Kirn/Nahe. — *Jb. Reichsst. Bodenforsch.*, **61**, 109—156, Berlin 1940.
- BIERTHER, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. — *Geol. Rdsch.*, **47**, 173—181, Stuttgart 1953.
- BLOXAM, T. W.: Pumpellyite from south Ayrshire. — *Mineral. Mag.*, **31**, 811—813, London 1958.
- BONATTI, E.: Zeolites in Pacific pelagic sediments. — *N.Y. Acad. Sci. Trans.*, ser. II, **25**, 938—948, New York 1963.
- BRAUNS, R.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. — *N. Jb. Mineral., Geol., Paläontol., Beil. Bd.* **27**, 61—325, Stuttgart 1909.
- BÜCKING, H.: Über Porphyroidschiefer und verwandte Gesteine des Hinter-Taunus. — *Ber. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **1903**, Wiss. Abh., 155—176, Frankfurt a. M. 1903.
- BURBANK, W. S.: Additional data on the properties of pumpellyite and its occurrence in the Republic Haiti, West Indies. — *Amer. Mineral.*, **12**, 421—424, Menasha/Wisc. 1927.
- CHATTERJEE, N. D. & PLESSMANN, W.: Spuren vordevonischer Tektonik im südlichen Taunus. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Abt. B, Mh.*, **10**, 449—459, Stuttgart 1958.
- CHILINGAR, C. V., BISSEL, H. J. & WOLF, K. H.: Diagenesis of carbonate rocks. — In LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Editors): *Diagenesis in sediments; Developments in sedimentology*, **8**, 179—322, Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1967.
- COGULU, E.: Étude pétrographique de la région de Mihaliceik Turquie. — *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **47**, 683—824 (Speziell S. 700—701), Zürich 1967.
- CONLEY, R. F. & BUNDY, W. M.: Mechanism of gypsification. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **15**, 57—72, London-New York-Paris-Los Angeles 1958.
- COOMBS, D. S.: The pumpellyite mineral series. — *Mineral. Mag.*, **30**, 113—135, London 1953.
- The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. — *Trans. Royal Soc. New Zealand*, **82**, 65—109, Dundin 1954.
- Lower grade mineral facies in New Zealand. — *Int. Geol. Congr. Rep. of the Twenty-First Session Norden-Part XIII. Proc.*, 339—351, Copenhagen 1960.
- Some recent work on the lower grades of metamorphism. — *Austr. J. Sci.*, **24**, 203 bis 215, Sydney 1961.
- ELLIS, A. J., FYFE, W. S. & TAYLOR, A. M.: The zeolite facies. With comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**, 53—107, London-New York-Paris-Los Angeles 1959.
- CORIN, F.: Le métamorphisme de l'Ardenne. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **54**, B99—B115, Liège 1930.
- Coup d'œil sur la zone métamorphique de Paliseul. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **54**, B414—B455, Liège 1931.
- CORRENS, C. W.: Zur Geochemie der Diagenese. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1**, 49—54, London 1950.
- DAPPLES, E. C.: The behavior of silica in diagenesis. — In IRELAND, H. A. (Editor): *Silica in sediments*. — *Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists Spec. Publ. Nr. 7*, 36—51, Tulsa/Oklahoma 1959.
- Stages of diagenesis in the development of sandstones. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **73**, 913—934, New York 1962.
- Diagenesis of sandstones. — In LARSEN, G. & CHILINGAR, C. V. (Editors): *Diagenesis in sediments; Developments in sedimentology*, **8**, 91—125, Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1967.

- DAVIS, S. N.: Silica in streams and ground water. — *Amer. J. Sci.*, **262**, (7), 870—891, New Haven/Connecticut 1964.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J.: Rock-forming minerals. **1**, Ortho- and Ring Silicates, 333 S. (Pumpellyite, 227—235), London (Logmans) 1962.
Rock-forming minerals, **5**, Non-Silicates, 371 S., London (Logmans) 1962.
- DICKINSON, W. R.: Petrology and diagenesis of Jurassic andesitic strata in central Oregon. — *Amer. J. Sci.*, **260**, 481—500, New Haven/Connecticut 1962.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. & KUBLER, B.: Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimetamorphisme. — *Sedimentology*, **10**, 137—143, Amsterdam 1968.
- EMERY, K. O. & RITTENBERG, S. C.: Early diagenesis of California Basin sediments in relation to origin of oil. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **36** (5), 735—806, Tulsa/Oklahoma 1952.
- ENGELHARDT, W. VON: Der Porenraum der Sedimente. 207 S., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1960.
— Zum Chemismus der Porenlösung der Sedimente. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, **40**, 189—204, Upsala 1961.
— Interstitial solutions and diagenesis in sediments. — In LARSEN, G. & CHILINGAR, C. V. (Editors): Diagenesis in sediments; Developments in sedimentology, **8**, 503—521, Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1967.
- ERDMANNSDÖRFFER, O.-H.: Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. — *Cbl. Mineral., Geol., Paläontol.*, Jg. 1909, **33**—41, Stuttgart 1909.
— Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. — *Chemie d. Erde*, **15**, 283—295, Jena 1945.
- ERNST, W. G. & BLATT, H.: Experimental study of quartz overgrowths and synthetic quartzites. — *J. Geol.*, **72**, 461—470, Chicago/Illinois 1964.
- FAIRBRIDGE, R. H. W.: Phases of diagenesis and authigenesis. — In LARSEN, G. & CHILINGAR, C. V. (Editors): Diagenesis of sediments; Developments in sedimentology, **8**, 19—89, Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1967.
- FERSMAN, A. E.: Geochemie von Rußland I (russisch, zit. nach THEODOROVICH, 1961). — *Wiss.-Chem.-Techn. Verlag, Petersburg* 1922.
- FINKENWIRTH, A.: Buntsandstein-Bohrprofile in Nordhessen. — Vortrag anlässlich der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Frankfurt a. M. am 11. 9. 1962 (unveröffentlicht).
- FISCHER, G.: Die Gesteine der Metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. — *Abh. preuß. Geol. L.-A., N.F.*, **121**, 64 S., Berlin 1929.
- FOTHERGILL, C. A.: The cementation of oil reservoir sands and its origin. — *Proc. 4th World Petroleum Congr. Sect. I*, 301—314, Roma 1955.
- FOURNIER, R. O.: The porphyry copper deposits exposed in the Liberty openpit mine near Ely, Nevada, Part II: The formation of hydrothermal alteration zones. — *Econ. Geol.*, **62**, 207—227, New Haven/Connecticut 1967.
- FREY, M.: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. (Veränderungen tonig mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone). — *Beitr. geol. Kte. Schweiz, N.F.*, **137** Lieferung, 161 S., Bern 1969.
- FRI TSCH, W.: Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, **105**, 111—132, Stuttgart 1966.
- FRONDEL, CL. & COLETTE, R. L.: Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H₃BO₃-solution, and its implications in rock metamorphism. — *Amer. Mineral.*, **42**, 754—758, Menasha/Wisconsin 1957.
- , HURLBUT, C. S., Jr. & COLETTE, R. L.: Synthesis of tourmaline. — *Amer. Mineral.*, **32**, 680—681, Menasha, Wisconsin 1947.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstätten. — *Erdöl Kohle*, **14**, 169 bis 173, Hamburg 1961.

- FÜCHTBAUER, H.: Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. — *Sediment. Geol.*, **1**, 159—179, Amsterdam 1967a.
 — Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. — *Proc. 7th World Petroleum Congr.*, **2**, 353—369, Mexico 1967b.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Metamorphic reactions and metamorphic facies. — *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **73**, 259 S., Baltimore, M. D. 1958.
- GILBERT, CH. M.: Cementation of some California Tertiary reservoir sands. — *J. Geol.*, **57**, 1—17, Chicago/Illinois 1949.
- GLOVER, J. E.: The universal stage in studies of diagenetic textures. — *J. Sediment. Petrol.*, **34**, (4) 851—854, Tulsa/Oklahoma 1964.
- GÖTZ, H.: Die Keratophyre der Lahn-Mulde. — *Z. Krist. Mineral. u. Petrogr., B. mineral. petrogr. Mitt.*, N.F. **49**, 168—215, Leipzig 1937.
 — Zur Petrographie der devonischen Eruptivgesteine der Dill-Mulde. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **104**, 277—286, Hannover 1952.
- GOSSELET, J.: L'Ardenne — Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. 889 S., Paris 1888.
 — Deux excursions dans le Hunsrück et dans le Taunus. — *Ann. Soc. geol. du Nord* 1889—1890, 300—342, Lille 1890.
- GOTTARDI, G.: Die Kristallstruktur von Pumpellyit. — *Tscherm. mineral.-petr. Mitt.*, (3 F.) **10**, 115—119, Wien-New York 1965.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. 968 S., Gotha (Justus Perthes) 1868.
- GUNDLACH, H.: Untersuchungen zur Geochemie des Strontiums auf hydrothermalen Lagerstätten. — *Geol. Jb.*, **76**, 637—712, Hannover 1959.
- HARDER, H.: Experimente zur „Ausfällung“ der Kieselsäure. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 429—442, London-New York-Los Angeles 1965.
- HARRASSOWITZ, H.: Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefen- umwandlung der Erdrinde. — *Ber. oberhess. Ges. Nat. u. Heilk.*, N.F., nat.-wiss. Abt., **12** (1928/29), 11—17, Gießen 1929.
- HASHIMOTO, M.: On the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies. — *Geol. Soc. J. (Japan)*, **72**, 253—365, Tokyo 1966.
- HAWKINS, J. W. jr.: Prehnite-pumpellyite facies of a graywackeshale series, Mt. Olympus, Washington. — *Amer. J. Sci.*, **265**, 798—818, New Haven/Connecticut 1967.
- HAY, R. L.: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **85**, 130 S., New York 1966.
- HEALD, M. T.: Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas, and Missouri. — *J. Geol.*, **64**, 16—30, Chicago 1956a.
 — Cementation of Triassic arkoses in Connecticut and Massachusetts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **67**, 1133—1154, New York 1956b.
- HEFLIK, W.: Pumpellyite from Jordanów near Sobótka (Lower Silesia). *Bull. Acad. Polon. Sci. Sér. sci. géogr.*, **13**, (4), 261—266, Warschau 1965.
- HELLING, D.: Zur Petrographie des Schilfsandsteins. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **11**, 272—296, Berlin-Göttingen-Heidelberg-New York 1965.
- HENTSCHEL, H.: Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. — *N.Jb. Mineral., Abh.*, **82**, 199—230, Stuttgart 1951.
 — Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. — „Weilburgit“ und „Schalstein“. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **104**, 238—259, Hannover 1952a.
 — Zum Chemismus der Schalsteine der Lahn-Mulde. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, (VI) **3**, 191—198, Wiesbaden 1952b.
 — Zur Petrographie körniger Intrusiv-Diabase des Lahn-Dill-Gebietes. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **105**, 579—582, Hannover 1953.
 — Über Schalsteine und Diabase im Lahn-Dill-Gebiet. — *Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, Mat.-nat. Reihe*, **5**, Jg., 1955—56, 409—413, Leipzig 1956a.
 — Der lagendifferenzierte intrusive Diabas aus der Bohrung Weyer I. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **84**, 252—284, Wiesbaden 1956b.

- HENTSCHEL, H.: Der Schalstein, ein durch Plättung geformter Tektonit. — N. Jb. Mineral., Abh., **96**, 305—317, Stuttgart 1961.
- & MEISL, S.: Exkursion in das magmatogene Vordevon des Taunus. — Fortschr. Mineral., **42**, (2), 321—333, Stuttgart 1966.
- HERRMANN, A. G. & WEDEPOHL, K. H.: Die Verteilung der Lanthaniden in paläozoischen spilitischen Gesteinen („Diabasiten“). — Vortrag anlässlich der 47. Jahrestagung der DMG in Bern am 12. 9. 1969.
- HINRICHSSEN, TH. & SCHÜRMAN, K.: Synthese und Bildungsbedingungen des Pumpellyits. — Naturwissenschaften, **55**, (3), 131—132, Berlin-Heidelberg-New York 1968.
- — Reaktionen zur Festlegung des Stabilitätsfeldes von Pumpellyit. — Naturwissenschaften, **56**, (6), 326, Berlin-Heidelberg-New York 1969.
- HINTZE, C.: Handbuch der Mineralogie, Ergänzungsband II. Zusammengestellt und herausgegeben von K. F. CHOUDOBA, 580—581, Berlin 1960.
- HOPPE, H.-J.: Untersuchungen an Palagonit-Tuffen und über ihre Bildungsbedingungen. — Chemie d. Erde, **13**, 484—514, Jena 1940/41.
- HUCKENHOLZ, H. G.: Petrographie und Mineralfazies einer konglomeratischen Tanner Grauwacke aus dem Unterharz. — Contr. Mineral. Petrol., **14**, 65—71, Berlin-Heidelberg-New York 1967.
- IRVING, J., VONSEN, M. & GONYER, F. A.: Pumpellyite from California. — Amer. Mineral., **17**, 338—342, Menasha/Wisc. 1932.
- JOHANNSEN, A.: A descriptive petrography of the igneous rocks, **3**: The intermediate rocks, 360 S., Univ. Chicago Press, Chicago/Illinois 1949.
- KAADEN, VAN DER, G.: Zur Entstehung der Glaukophan-Lawsonit- und Glaukophanitischen Grünschiefer-Fazies. Geländebeobachtungen und Mineralsynthesen. — Fortschr. Mineral., **46**, 87—136, Stuttgart 1969.
- KALKOWSKY, E.: Über die Erforschung der archaischen Formationen. — N. Jb. Mineral., Geol., Paläontol., **1**, 1—18, Stuttgart 1880.
- KANISSAWA, S.: Metamorphic rocks in the Southwestern Part of the Katakami mountainland, Japan. — Sci. rep. Tohoku Univ., 3th Series, IX., 155—198, Sendai 1964.
- KENNEDY, G. C.: A portion of the system silica-water. — Econ. Geol., **45**, 629—653, New Haven/Connecticut 1950.
- KISCH, H. J.: Zeolite facies and regional rank of bituminous coals. — Geol. Mag., **103**, (5), 414—422, Caxton Hill 1966.
- Coal-rank and burial-metamorphic facies. — In SCHENCK, P. A. & HAVENAAR, J. (Editors): Advances in organic geochemistry 1968, 407—425, Pergamon Press, Oxford 1969.
- KOCH, C.: Erl. geol. Kte. Preußen und den thüringischen Staaten, Bl. 49 Königstein, 46 S., Berlin 1880.
- KRAUSKOPF, K. B.: The geochemistry of silica in sedimentary environments. In IRELAND, H. A. (Editor): Silica in sediments. — Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists Spec. Publ. Nr. 7, 4—19, Tulsa/Oklahoma 1959.
- KUBLER, B.: Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. — Bull. Centre Rech. Pau SNPA., **2**, 385—397, Pau 1968.
- KULICK, J.: Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 4719 Korbach, 272 S., Wiesbaden 1968.
- KULKE, H.: Petrographie und Diagenese des Stubensandsteins (mittlerer Keuper) aus Tiefbohrungen im Raum Memmingen (Bayern). — Contr. Mineral. Petrol., **20**, 135—163, Berlin-Heidelberg-New York 1969.
- KUTSCHER, F.: Die Soonwaldschiefer im Kellen- und Hahnenbachtale des Hunsrücks. — Zbl. Mineral., Abt. B., 193—194, Stuttgart 1934.
- LANDIS, C. A. & ROGERS, J.: Some experimental data on the stability of pumpellyite. — Amer. Mineral., **53**, 1038—1041, Washington D. C. 1968.
- LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V.: Introduction. — In LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Editors): Diagenesis in sediments; Developments in sedimentology, **8**, 1—18, Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1967.

- LEPERSONNE, J.: Découverte de filons de quartz tourmalinifère dans le Gedinnien, du bord Sud et Est du massif de Stavelot. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **57**, B 27—B30, Liège 1933.
- LEPPLA, A.: *Erl. geol. Kte. Preußen u. ben. Bundes-St., Lfg. 111*, Bl. Presberg-Rüdesheim, 68 S., Berlin 1904.
- *Geol. Übersichts-Kte. Deutschland, Abt. Preußen u. Nachbar-St. 1:200 000*, Bl. 150 Mainz. *Preuß. geol. L.-A.*, Berlin 1921.
- Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **75**, 80 bis 87, Berlin 1924.
- LERBEKMO, J. F. & PLATT, R. L.: Promotion of pressure-solution of silica in sandstones. — *J. Sediment. Petrol.*, **32**, (3), 514—519, Tulsa/Oklahoma 1962.
- LIMBOURG-STIRUM, A. DE: Le poudingue à roches cristallines du Bois d'Odeigne. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **36**, B306—B309, Liège 1909.
- LOHEST, M.: De la présence de la tourmaline dans les roches poudingiformes du gedinnien inférieur. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **12**, B36—39, Liège 1885.
- Les veines dans les roches tourmalinifères. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **36**, B245—251, Liège 1909.
- LOSSEN, C.: Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östlichen Hälfte des Kreises Kreuznach, nebst einleitenden Bemerkungen über das „Taunusgebirge“ als geognostisches Ganzes. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **19**, 509—700, Berlin 1867. (Enthält 1 geol. Karte und Angaben über die einschlägige ältere Literatur.)
- LOWRY, W. D.: Factors in loss of porosity by quartzose sandstones of Virginia. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist*, **40**, (3), 489—500, Tulsa/Oklahoma 1956.
- MANSON, V. & POLDERVAART, A.: Geochemistry of basalts and dolerites. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **82**, 127, New York 1964.
- MARTINI, J.: Étude pétrographique des grès de Taveyenne entre Arve et Giffre (Haute Savoie, France). — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **48**, 2, S. 539—654, Zürich 1968.
- & VUAGNAT, M.: Présence du facies à zéolite dans la formation des „grès“ de Taveyenne (Alpes franco-suissees). — *Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt.*, **45**, 281—293, Zürich 1956.
- MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* **35**, 85 S., Wiesbaden 1961
- MEISL, S.: Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000*, Bl. 5323 Schlitz, 105—122, Wiesbaden 1965a.
- Meta-Zeunerit in uranföhrnden vererzten Pflanzenresten im Oberen Buntsandstein bei Wrexen/Waldeck (Nordhessen). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **93**, 266 bis 280, Wiesbaden 1965b.
- Zur Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000*, Bl. 5222 Grebenau, 96—112, Wiesbaden 1968a.
- Petrographische Beiträge. In: KULICK, J.: *V. Stratigraphie*. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000*, Bl. 4719 Korbach, auf versch. Seiten, Wiesbaden 1968b.
- & EHRENBERG, K.-H.: Turmalinfels- und Turmalinschiefer-Fragmente in den Konglomeraten der Bunten Schiefer (Obergedinne) im westlichen Taunus. — *Jb. nass. Ver. Naturk.* **99**, S. 43—64, Wiesbaden 1968.
- & HEIM, D.: Zur Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000*, Bl. 5124 Bad Hersfeld, 117—134, Wiesbaden 1967.
- MEYER, D. E.: Mittel- und Oberdevon im Guldenbachtal (SE-Hunsrück, Rheinisches Schiefer-Gebirge). Vorläufige Mitteilung über neue Ergebnisse zur Stratigraphie. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**, 302—310, Wiesbaden 1966.
- MEIXNER, H.: Pumpellyit in Miarolen des Granits vom Königskopf bei Braunlage im Harz, Deutschland. — *Tscherm. mineral.-petr. Mitt.*, (3F) **10**, 341—348, Wien 1965.
- MICHEL, G. & RÜLLER, K. H.: Hydrochemische Untersuchungen des Grubenwassers der Zeehen der Hüttenwerke Oberhausen AG. — *Bergb.-Arch.*, **25**, 21—27, Essen 1964.
- MICHEL-LÉVY, M.: Synthèse de la tourmaline et de la jéreméjéwite. — *C. R. hebdom. Acad. Sci.*, **228**, 1814—1816, Paris 1949.
- Reproduction artificielle de minéraux qui apparaissent dans le métamorphisme de contact du granite. — *Bull. Soc. franç. Minéral. et Cristallogr.*, **72**, 237—293, Paris 1953.

- MICHEL, F.: Zur Tektonik des südlichen Taunus. — Sber. geol. L.-A., **1** (Beyschlag-Festband), 73—77, Berlin 1926.
- Erl. geol. Kte. Preußen etc., Lfg. **288**, Bl. Eltville-Heidenfahrt, 79 S., Berlin 1931.
- Erl. geol. Kte. Preußen etc., Lfg. **288**, Bl. Wehen, 56 S., Berlin 1932.
- MILCH, L.: Die Diabasschiefer des Taunus. — Inaugural-Diss. Univ. Heidelberg, 50 S., Berlin (J. F. Starke) 1889.
- MILNER, H. B.: Sedimentary petrography II. Principles and applications. — 4. revidierte Ausgabe, 715 S., London (George Allen & Unwin) 1962.
- MOORE, J. G.: Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. — Amer. J. Sci., **263**, (1), 40—52, New Haven/Connecticut 1965.
- MOTZKA, R. & MEISL, S.: Buntsandstein. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5224 Eiterfeld, 20—43, Wiesbaden 1967.
- MÜLLER, G.: Die rezenten Sedimente im Golf von Neapel. 2. Mineral-Neu- und Umbildung in rezenten Sedimenten des Golfes von Neapel. Ein Beitrag zur Umwandlung vulkanischer Gläser durch Halmyrolyse. — Beitr. Mineral. Petrogr., **8**, 1—20, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1961/62.
- Zur Geochemie des Strontium in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). — Geologie, **11**, Beih. **35**, 1—90, Berlin 1962.
- MUFFLER, L. J. P. & WHITE, D. E.: Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea Geothermal Field and the Salton Trough, Southeastern California. — Geol. Soc. Amer. Bull., **80**, 157—182, Boulder/Colorado.
- MURGOCI, G. M.: Über die Einschlüsse von Granat-Vesuvianfels in dem Serpentin des Paríngu-Massivs. (Diss. Univ. München 1900). — Bull. Soc. Ştiinţe Bucureşti, **9**, 1—113, Bukarest 1901.
- MURRAY, J. & RENARD, A. F.: Deep-sea deposits. In: Report on the scientific results of the voyage of H. M. S. CHALLENGER during the years 1873—76, **5**, 525 S., London (Eyre & Spottiswoode) 1891.
- NIGGLI, E.: Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. — Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., **36**, 511—514, Zürich 1956.
- Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. — Internat. Geol. Congr. XXII. Sess. p. XIII., 131—138, Copenhagen 1960.
- NITSCH, K. H.: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. — Vortrag anlässlich der 47. Jahrestagung der DMG in Bern am 9. 9. 1969.
- NOCKOLDS, S. R.: Average chemical composition of some igneous rocks. — Bull. geol. Soc. Amer., **65**, 1007—1032, Boulder/Colorado 1954.
- NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **192**, 96 S., Berlin 1939.
- NOLL, W.: Geochemie des Strontiums. — Chemie d. Erde, **8**, 507—600, Jena 1934.
- OKRAJEK, A.: Sedimentpetrographische Untersuchung toniger und sandiger Lagen des Mittleren Buntsandsteins in Bohrungen und Tagesaufschlüssen Süd-Niedersachsens. — Beitr. Mineral. Petrogr., **11**, 505—534, Berlin-Göttingen-Heidelberg-New York 1965.
- OSTROFF, A. G.: Conversion of gypsum to anhydrit in aqueous solutions. — Geochim. Cosmochim. Acta, **28**, 1367—1372, London-New York-Paris-Los Angeles 1964.
- PACKHAM, G. H. & CROOK, K. A. W.: The principle of diagenetic facies and some of its implications. — J. Geol., **68**, 392—407, Chicago 1960.
- PALACHE, C. & VASSAR, H. E.: Some minerals of the Keweenawan copper deposits: pumpellyite, a new mineral; sericite, saponite. — Amer. Mineral., **10**, 412—418, Menasha/Wisconsin 1925.
- PEACOCK, M. A.: The basic tuffs. In: TYRELL, G. W. & PEACOCK, M. A.: The petrology of Iceland. — Trans. Roy. Soc. Edinb., **15**, 53—76, Edinburgh 1928.
- PETTITJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. 2. Aufl., 718 S., New York (Harper) 1957.
- POSNJAK, E.: Deposition of calcium sulfate from sea water. — Amer. J. Sci., **238**, 559—568, New Haven/Connecticut 1940.

- PUCHELT, H.: Zur Geochemie des Grubenwassers im Ruhrgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 167—203, Hannover 1964.
- QUITZOW, H. W.: Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl., IV., N.F., **1**, (9), 83—118, Göttingen 1935.
- Pumpellyit, ein häufiges Hydrothermal- und Sekundärmineral in basischen Gesteinen. — Zbl. Mineral. etc., 1936, Abt. A., (2), 39—46, Stuttgart 1936.
- RAAM, A. O'REILLY, S. Y. & VERNON, R. H.: Pumpellyite of deuteritic origin. — Amer. Mineral., **58**, 320—324, Washington D. C. 1969.
- RAMBOW, D.: Die Hardeggen-Folge (Buntsandstein) in den Bohrungen Beberbeck und Haarhausen (Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**, 76—82, Wiesbaden 1967a.
- Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**, 83—101, Wiesbaden 1967b.
- RAW, F.: In RAW, F. & MATLEY, C. A.: Some altered Palagonite-tuffs from Jamaica and the origin and history of their Chlorites. — J. Geol., **51**, 215—243, Chicago 1943.
- RAUMER, VON, J. F.: Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. — Contr. Mineral. Petrol., **21**, 257—271, Berlin-Heidelberg-New York 1969.
- READ, H. H. & WATSON, J.: An Introduction to Geology 1. — Mc.Millan, 267 S., London 1962.
- RICHTER, D. & STENGER, B.: Zum Problem einer vordevonischen Tektonik im südlichen Taunus. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abt. B, Mh., **8**, 488—503, Stuttgart 1964.
- RIEDEL, D.: Bemerkenswertes über den Buntsandstein von Nideggen an der Rur. — Der Aufschluß, Sonderh. „Eifel“ (10), 53—56, Heidelberg 1961.
- RÖSING, F. & MEISL, S.: Trias. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25 000, Bl. 4621 Wolfhagen, 27—48, Wiesbaden 1966.
- RÖSLER, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ost-Thüringen. — Freib. Forsch.-H., C **92**, 1—275, Freiberg/Sa. 1960.
- ROEVER, W. P., DE: Igneous and metamorphic rocks in eastern Central Celebes. — Geological explorations in the island of Celebes under leadership of H. A. BROUWER, 65—173, Amsterdam 1947. (North-Holland Publishing Co.)
- Some additional dates on the crystalline schists of the Rumbia and Mendoke Mountains, South East Celebes. — Verh. Koninkl. Nederl. Geol. Mijnbouw. Gen., XVI, 385—393, 'sGravenhage 1956.
- ROSENFELD, M. A.: Some aspects of porosity and cementation. — Producers Monthly, **13**, 39—41, Bradford/Pa. 1949.
- ROST, F. & STETTNER, G.: Über Stilpnomelan in der Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse. — Contr. Mineral. Petrol., **24**, S. 66—75, 1969.
- ROTHPLETZ, A.: Das Rheintal unterhalb Bingen. — Jb. preuß. geol. L.-A., **16** (Anhang), 10—39, Berlin 1896.
- RUCHIN, L. B.: Grundzüge der Lithologie — Lehre von den Sedimentgesteinen. — Deutsch von A. SCHÜLLER (Herausgeber), 806 S., Berlin (Akademie-Verlag,) 1958.
- SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, W.: Über die vulkanischen Gesteine in Sizilien und Island und ihre submarine Umbildung. 532 S., Göttingen 1853.
- SCHAUF, W.: Über Serizitgneise im Taunus, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse in der Sektion Platte. — Ber. senckenberg. naturf. Ges., **1898**, Wiss. Abh., H. 13—25, Frankfurt a. M. 1898.
- SCHERP, A.: Über die Anchimetamorphose der Diabase von Ramsbeck im Sauerland. — Neues Jb. Mineral. Abh., **91** (Festband Schneiderhöhn), 379—420, Stuttgart 1957.
- Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **11**, 251—282, Krefeld 1963.
- & STADLER, G.: (mit einem Beitrag von SCHMIDT, Wo.): Die Pyrophyllit-führenden Tonschiefer des Ordoviziums im Ebbesattel und ihre Genese. — N. Jb. Mineral., Abh., **108**, (2), 142—165, Stuttgart 1968.

- SCHLOSSMACHER, K.: Die Serizitgneise des rechtsrheinischen Taunus. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1917, **38**, 374—443, Berlin 1919.
- SCHLOSSMACHER, K.: Über die Metamorphose der kristallinen Schiefer im Untertaunus. — Z. deutsch, geol. Ges., **72**, 306—308, Berlin 1920.
- Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgebung von Bad Homburg v. d. Höhe. — Jb. preuß. geol. L.-A., **40**, 460—505, Berlin 1921.
- Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus. — Jb. preuß. geol. L.-A., **41**, 308—348, Berlin 1922.
- SCHÜLLER, A.: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — N. Jb. Mineral., Abh., **96**, 250—290, Stuttgart 1961.
- SCHULLING, R. D. & VINK, B. W.: Stability relations of some titanium-minerals (sphene, perowskite, rutile, anatase). — Geochim. Cosmochim. Acta, **31**, 2399—2411, London-New York-Paris-Los Angeles 1967.
- SEKI, Y.: Glaucophanite regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan. — Jap. Journ. Geol. Geogr., **29**, 233—258, Tokyo 1958.
- Pumpellyite in low-grade metamorphism. — J. Petrol., **2**, 407—423, Oxford 1961.
- , AIBA, M. & KATO, CH.: Jadeit in meta-gabbroic rocks in Japan. — Amer. Mineral., **45**, 668—679, Menasha/Wisconsin 1960.
- SHARMA, G. D.: Formation of silica cement and its replacement by carbonates. — J. Sediment. Petrol., **35**, 735—745, Tulsa/Oklahoma 1965.
- SHELTON, J. W.: Authigenic kaolinite in sandstone. — J. Sediment. Petrol., **34**, 102—111, Tulsa/Oklahoma 1964.
- SIEVER, R.: Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. In: IRELAND, H. A. (Editor): Silica in sediments. — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. Nr. 7, 55—79, Tulsa/Oklahoma 1959.
- Silica solubility, 0°—200° C, and the diagenesis of siliceous sediments. — J. Geol. **70**, 127—150, Chicago 1962.
- , BECK, K. C. & BERNER, R. A.: Composition of interstitial waters of modern sediments. — J. Geol., **73**, 39—73, Chicago 1965.
- SMITH, F. G.: Transport and deposition of the non-sulfide vein minerals. IV. Tourmaline. — Econ. Geol., **44**, 186—192, New Haven/Connecticut 1949.
- SMITH, R. E.: Redistribution of major elements in the alteration of some basic lavas during burial metamorphism. — J. Petrol., **9**, (2), 191—219, Oxford 1968.
- SÖFNER, R.: Zur Entstehung des thüringischen Buntsandsteins. — Chemie Erde, **11**, 420—444, Jena 1938.
- SORBY, H. C.: On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks. — Geol. Soc. London Q. J., **36**, Proc., 46—92, London 1880.
- SÜJKOWSKI, ZB. L.: Diagenesis. — Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, **42**, 2692—2717, Tulsa/Oklahoma.
- STENGER, B.: Stratigraphie und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **36**, 68 S., Wiesbaden 1961.
- STORZ, M.: Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petro-genetisch-geologischen Bedeutung. II. Die Einwirkung der sekundären authigenen Kieselsäure auf vorhandene Gesteine. (Einkieselung und Verkieselung.) — Monogr. Geol. Paläont., Ser. II, **5**, 139—478, Berlin 1931.
- STRECKEISEN, A.: Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpaten. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **48**, 751—780, Zürich 1968.
- STRUVE, H.: Data on the mineralogy and petrology of the dolomit-bearing northern contact zone of the Querigut granite, French Pyrenees.-Leidse. Geol. Mededel., **22**, (1957—58), 237—349, Leiden 1959.
- SURDAM, R. C.: Electron microprobe study of prehnite and pumpellyite from the Karmutsen Group, Vancouver Island, British Columbia. — Amer. Mineral., **54**, 256—266, Washington D. C. 1969.

- TAYLOR, J. M.: Pore space reduction in sandstone. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **34**, 701–716, Tulsa/Oklahoma 1950.
- TEICHMÜLLER, M.: Inkohlungsuntersuchungen an Kohle führenden Sedimenten des Tertiärs aus dem Oberrhein-Graben nördlich Worms. — Oberrhein. geol. Abh., **16**, 1/2, 11–15, Karlsruhe 1967.
- THEODOROVICH, G. J.: Authigenic minerals in sedimentary rocks. Consultant Bureau, 120, S., New York, N.Y. 1961 (autorisierte englische Übersetzung aus dem Russischen).
- THOMSON, A.: Pressure solution and porosity. In IRELAND, H. A. (Editor): *Silicia in sediments*. — Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists, Spec. Publ. Nr. 7, 92–110, Tulsa/Oklahoma 1959.
- TILMANN, W.: Durch den Soonwald zwischen Kreuznach und Kirn. — Z. deutsch. geol. Ges., **83**, 690–694, Berlin 1931.
- In summer field meeting 1937. The Rhenish Schiefergebirge. — Proc. Geol. Ass., **49**, 239–240, London 1938.
- TOWE, K. M.: Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. — J. Sediment. Petrol., **32**, 26–28, Tulsa/Oklahoma 1962.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband mit Beiträgen von BAMBAUER, H. U., BRAITSCH, O., TABORSZKY, F. und TROCHIM, H.-D., 822 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- TSUBOI, S.: Petrological notes (11) Pumpellyite from Asashine, Tukikawanurra Tibibugeri, Saitama prefecture. — Jap. Journ. Geol. Geogr., **13**, 333, Tokyo 1936.
- TURNER, F. J. & VERHOEGEN, J.: *Igneous and metamorphic petrology*, 2nd Ed., 694 S. New York-Toronto-London (The Graw-Hill) 1960.
- VALLÉE-POUSSIN, CH. DE LA & RENARD, A.: Note sur un fragment de roche tourmalinifère du poudingue de Boussale. — Bull. Acad. Royale Belg., **43**, 359–372, Bruxelles 1877.
- VALETON, I.: Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **3**, 335–379, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1953.
- Veränderungen an Zirkon und Turmalin in Buntsandstein und Keuper. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr., **5**, 100–104, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1955.
- VILLWOCK, R.: Zur Petrographie des Buntsandsteins. — Erl. geol. Kte. Hessen 1:25000, Bl. 5223 Queck, 134–165, Wiesbaden 1963.
- WAGNER, W. & MICHELS, F.: Erl. geol. Kte. Hessen, Bl. Bingen-Rüdesheim, 166 S., Darmstadt 1930.
- WALDMANN, L.: Pumpellyit aus Steiermark und Finnisch-Lappland. — Tscherm. mineral. petr. Mitt., N.F. **45**, 92–93, Wien 1934.
- WALDSCHMIDT, W. A.: Cementing materials in sandstones and their probable influence on the migration and accumulation of oil and gas. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **25**, 1839–1879, Tulsa/Oklahoma 1941.
- WALTHER, JOH.: Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft. 3. Lithogenese der Gegenwart. 1036 S., Jena (Fischer) 1894.
- WEAVER, C. E.: Possible uses of clay minerals in search for oil. — Clay and clay minerals, 8. Proc. 8th Nat. Conf. (= Monogr. No. 9, Earth Sci. Ser.), 214–227. Oxford-London-New York-Paris 1960.
- WERNER, H. H.: Geologie der Winterbacher Mulde im südöstlichen Hunsrück. — Geol. Jb., **66**, 627–656, Hannover 1952.
- WEYL, P. K.: Pressure solution and the force of crystallization — a phenomenological theory. — J. Geophys. Research, **64**, 11, 2001–2025, Washington 1959.
- WILLIAMS, A., TURNER, F. J. & GILBERT, C. M.: *Petrography*. — 406 S., San Francisco, Calif. (Freeman) 1955.
- WINKLER, H. G. F.: Das T-P-Feld der Diagenese und niedrigtemperierten Metamorphose auf Grund von Mineralreaktionen. — Beitr. Mineral. Petrogr., **10**, 70–93, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1964.
- Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Aufl. 237 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1967 (1. Aufl. 1965).

- WIRTH, H.: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**, 146—166, Wiesbaden 1960.
- WOLF, M.: Ein Inkohlungsprofil durch das Flözleere nördlich von Meschede. — Erdöl Kohle, **22**, 185—187, Hamburg 1969.
- ZEN, E-AN: The zeolite facies: An interpretation. — Amer. J. Sci., **259**, 401—409, New Haven/Connecticut 1961.
- ZIMMERLE, W.: Zur Petrographie und Diagenese des Dogger-beta-Hauptsandsteins im Erdölfeld Plön-Ost. — Erdöl Kohle, **16**, 9—16, Hamburg 1963.
- ZOLOTUKHIN, V. V., VASILYEV, Y. u. R. & ZYZIN, N. J.: Iron-rich pumpellyite from the Noril'sk distrikt and a new diagramm for pumpellyites — Dokl. Akad. Nauk SSSR., **165**, 136—139, Washington 1966 (englische Übersetzung vom russischen Original: O vysokozhelezistom pumpelliite (lotrite) iz Noril'sk rayona i novoy diagramme dlya pumpelliitov-Dokl. Akad. Nauk SSSR., **165**, 1156—1159, Moskau 1965.

Anschrift des Autors:

Privatdozent
Diplomgeologe Dr. STEFAN MEISEL
Oberregierungsrat im Hessischen Landesamt für Bodenforschung
62 Wiesbaden, Leberberg 9

Für die Redaktion verantwortlich:

Professor Dr. FRITZ KUTSCHER
Regierungsdirektor im Hessischen Landesamt für Bodenforschung
62 Wiesbaden, Leberberg 9

Tab. 1. Pulverdiagramm von Pumpellyiten verschiedener Herkunft

Calumet Michigan (COOMBS, 1953)		Hicks Ranch California		Kanto Mt. Japan (SEKI, 1958)		Nisikuroda, Sizuoka, Japan SEKI et al. (1960)		Jordanow Nd.-Schlesien HEFLIK (1965)		Noril'sk Sibirien SOLOTHUKIN et al. (1965)		Hochstädten Odenwald		Ippenschied Soonwald		Brauweiler Soonwald		Medenbachtal Lahn-Dill-Geb.		Bl.Armsfeld Kellerwald		hkl
d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	
6,9	<10	6,8	<10	6,9	8	-	-	-	-	-	-	6,80	10	-	-	-	-	-	-	-	-	102
6,1	<10	6,0	<10	6,1	10	-	-	6,003	20	-	-	6,06	10	6,03	<5	6,07	5	6,12	10	-	-	102
4,75	10	-	-	4,74	15	4,74	20	-	-	4,76	30	4,75	10	4,74	20	4,75	10	4,75	20	-	-	004
4,66	10	4,67	20	4,65	25	4,67	20	4,670	20	-	-	-	-	4,64	15	4,67	15	-	-	4,67	<5	111
-	-	-	-	4,41	10	-	-	-	-	4,43	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	104
4,38	20	4,39	10	4,37	15	4,39	20	4,381	10	-	-	4,38	40	4,38	20	4,38	15	4,39	30	4,37	15	200,104
4,18	<10	4,18	<10	4,19	5	4,19	10	4,18	10	-	-	-	-	-	-	-	-	4,196	10	-	-	202
-	-	-	-	4,01	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	113
3,96	<10	-	-	3,95	5	-	-	-	-	-	-	3,965	15	-	-	-	-	-	-	-	-	104
3,79	50	3,79	30	3,79	35	3,81	40	3,79	20	3,79	64	3,79	60	3,79	30	3,80	35	3,80	60	3,78	40	202,005
-	-	-	-	3,54	15	3,54	10	-	-	-	-	3,55	25	-	-	-	-	-	-	-	-	114
3,45	10	3,45	10	3,45	5	3,45	10	-	-	3,47	16	3,45	10	3,44	5	3,45	10	3,45	15	3,44	10	204
-	-	-	-	3,16	5	-	-	-	-	-	-	3,18	10	-	-	-	-	-	-	-	-	006
3,11	<10	3,11	<10	3,10	5	3,12	10	-	-	-	-	-	-	-	-	3,12	<5	-	-	-	-	115,116,106
3,03	20	3,03	20	3,02	10	3,04	15	-	-	-	-	3,04	20	3,03	10	3,04	25	3,03	10	3,02	15	204
2,96	10	2,95	10	2,94	30	-	-	2,943	40	-	-	-	-	2,95	15	2,95	10	2,96	<5	-	-	020
-	-	-	-	2,92	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	021
2,90	100	2,90	100	2,89	100	2,91	100	2,891	100	2,91	100	2,91	100	2,90	100	2,90	100	2,90	100	2,896	100	115,300,302
-	-	2,80	<10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	022
2,74	50	2,73	50	-	-	2,74	45	-	-	2,75	60	2,74	50	2,73	30	2,73	45	2,74	50	2,74	25	206
2,69	<10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,69	20	-	-	-	-	2,70	<5	-	-	302
2,64	30	2,63	50	-	-	2,63	35	2,65	20	2,66	34	2,64	20	2,63	25	2,63	40	2,638	30	2,63	25	311
2,51	20	2,51	40	-	-	2,51	20	2,519	10	2,56	8	2,51	20	2,51	15	2,51	20	2,516	10	2,51	30	024
2,452	40	2,445	50	-	-	2,44	30	-	-	2,47	27	2,456	25	2,45	20	2,45	40	2,45	30	2,45	20	117,2.0.10(312)
2,330	20	2,325	30	-	-	2,32	15	-	-	2,35	20	2,34	15	2,32	15	2,32	30	2,33	15	2,325	15	222
2,282	<10	2,282	10	-	-	2,27	15	2,282	20	-	-	2,285	<5	2,28	5	2,28	10	2,287	15	-	-	315
-	-	-	-	-	-	-	-	2,225	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,210	30	2,205	50	-	-	2,20	30	2,199	20	2,22	36	2,209	30	2,21	30	2,21	20	2,21	40	2,205	10	208(125)
2,190	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,190	30	2,19	30	2,19	25	2,19	20	2,191	30	402
2,163	<10	2,158	10	-	-	2,16	5	2,158	10	-	-	2,160	5	2,16	10	2,16	15	-	-	2,155	10	026
2,118	10	2,112	10	-	-	2,11	10	2,109	10	2,11	23	2,125	10	2,11	10	2,11	10	2,127	5	2,110	10	224
2,094	10	2,088	<10	-	-	-	-	2,104	10	-	-	2,094	10	2,09	5	2,09	5	2,09	10	2,085	15	404
2,072	10	2,069	10	2,076	15	2,07	15	-	-	-	-	2,079	10	2,07	10	2,08	10	2,07	10	2,07	15	402,118
2,006	10	2,003	20	2,003	10	2,01	10	-	-	-	-	2,013	5	2,01	10	2,00	10	2,01	5	2,02	15	317,027
1,920	10	1,917	10	1,920	5	1,92	10	-	-	-	-	-	-	1,92	5	-	-	1,92	5	1,91	5	130
-	-	-	-	1,895	10	1,89	5	-	-	-	-	1,89	10	-	-	1,898	10	-	-	1,89	10	0.0.10,404
-	-	-	-	1,886	5	1,88	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	119
1,853	10	1,847	20	1,849	10	1,85	6	-	-	-	-	-	-	-	-	1,85	15	-	-	-	-	028
-	-	-	-	-	-	-	-	1,749	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,739	<10	1,739	<10	1,734	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	421
1,718	<10	1,720	<10	1,716	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	029
1,698	20	1,695	20	1,698	10	1,69	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	406,422
1,664	20	1,661	20	1,662	15	1,67	10	1,658	10	-	-	-	-	1,662	10	1,663	10	1,665	15	-	-	2.0.10,1.1.11, 318,425

Tab. 2. Chemische Zusammensetzung von Pumpellyiten verschiedener Herkunft

	Analytiker THIELICKE, 1967	L.A. NEPEINA, 1965	THIELICKE, 1967	GONYER, 1932	GONYER, 1932	YOKOYAMA, 1958	TANAKA, 1936	BLOXAM, 1958	YOKOYAMA, 1958	VASSAR, 1925	COGULU, 1967	KURIYAGAWA, 1960	KURIYAGAWA, 1961	SEKI, 1961
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	35,45	34,83	35,84	37,63	38,01	38,09	37,53	37,20	37,99	37,18	38,49	38,51	38,14	37,80
P ₂ O ₅	0,07	-	0,06	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-
TiO ₂	1,61	0,10	0,22	0,41	0,21	-	0,14	0,18	-	-	0,04	0,02	0,04	0,22
Al ₂ O ₃	15,30	10,10	22,94	27,14	25,88	23,53	25,39	24,84	24,89	23,50	22,34	26,71	26,04	24,72
Fe ₂ O ₃	13,08	18,05	7,21	-	1,11	2,20	1,74	2,02	3,76	5,29	3,28	0,67	0,84	3,51
FeO	4,61	9,09	2,97	3,25	2,90	2,18	2,95	3,11	2,29	2,09	1,20	1,41	0,34	2,95
MnO	0,07	0,02	0,13	1,03	0,17	0,50	0,13	0,12	0,42	0,13	0,28	0,19	Sp.	0,10
MgO	2,78	0,94	2,78	1,47	1,81	3,58	2,65	2,70	1,54	3,18	3,75	2,12	3,39	2,90
CaO	20,92	20,50	21,42	21,49	22,70	22,96	22,56	22,91	21,72	23,08	22,40	22,61	24,90	22,08
Na ₂ O	0,25	0,18	0,50	0,46) 0,46	0,48	0,58	0,22	0,67	0,19	0,83	0,19	0,06	0,09
K ₂ O	0,36	-	0,12	0,08) 0,11	0,00	0,00	0,20	-	0,28	0,03	0,07	Sp.
H ₂ O ⁺)) 5,90) 5,62) 6,75) 7,27) 6,64) 6,56) 6,37) 6,60) 6,64) 6,28) 6,28) 6,61) 5,40) 6,29
H ₂ O ⁻)														
Summe	100,40	99,43	100,92	100,35	99,89	100,40	100,13	99,90	100,49	100,98	99,25	99,40	99,53	100,53

1. Ca_{3,94}(Al,Ti,Fe^{III})_{4,90}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,36}Si_{5,99}O₂₃(OH)₃ · 1,82 H₂O
aus einem Granodiorit, Hochstädten, Odenwald

2. Ca_{3,95}(Al,Ti,Fe^{III})_{4,80}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,85}Si_{6,17}O₂₃(OH)₃ · 1,83 H₂O
aus einem Andesin-Diabas, Noril'sk-Gebiet, Sibirien, UdSSR. (ZOLOTHUKIN & Mitarb., 1965)

3. Ca_{3,89}(Al,Ti,Fe^{III})_{5,27}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,09}Si_{5,79}O₂₃(OH)₃ · 2,12 H₂O
aus einem körnigen Diabas, Lahn-Dill-Gebiet (Medenbachtal)

4. Ca_{3,99}(Al,Ti)_{5,10}(Fe^{II},Mn,Mg)_{0,91}Si_{5,94}O₂₃(OH)₃ · 2,33 H₂O
aus einem Glaukophanschiefer, Skaggs, Californien (IRVING,VONSEN & GONYER, 1932).

5. Ca_{4,02}(Al,Ti,Fe^{III})_{5,02}(Fe^{II},Mn,Mg)_{0,84}Si_{6,06}O₂₃(OH)₃ · 2,03 H₂O
aus einem Gang im Glaukophanschiefer, Mill Creek, Californien (IRVING,VONSEN & GONYER, 1932)

6. Ca_{4,11}(Al,Fe^{III})_{4,71}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,21}Si_{6,01}O₂₃(OH)₃ · 2,00 H₂O
aus einem Chlorit-Pumpellyit-Aktinolith-Quarz-Albitschiefer, Toba, Sinsen-mura, Zentral-Japan (SEKI, 1958).

7. Ca_{4,05}(Al,Ti,Fe^{III})_{5,03}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,05}Si_{6,02}O₂₃(OH)₃ · 1,91 H₂O
aus einem Metadiabas Asahine, Tukikawa-mura, Japan (TSUBOI, 1936)

8. Ca_{4,01}(Al,Ti,Fe^{III})_{4,97}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,08}Si_{5,97}O₂₃(OH)₃ · 2,04 H₂O
aus einem Spilit Knockormal, Lendalfoot, Ayrshire, Schottland (BLOXAM, 1958).

9. Ca_{3,97}(Al,Fe^{III})_{5,15}(Fe^{II},Mn,Mg)_{0,73}Si_{6,08}O₂₃(OH)₃ · 2,06 H₂O
aus einem augitführenden Chlorit-Pumpellyit-Stilpnomelan-Quarz-Albit-Hämatit-Schiefer, Watiba, Higazitizibu-mura, Zentral-Japan (SEKI, 1958).

10. Ca_{4,03}(Al,Fe^{III})_{5,09}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,06}Si_{5,96}O₂₃(OH)₃ · 1,86 H₂O
aus Kupfererzen Calumet und Hecla Mine Michigan (PALACHE & VASSAR, 1925)

11. Ca_{4,10}(Al,Fe^{III},Ti)_{4,66}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,00}Si_{6,22}O₂₃(OH)₃ · 1,91 H₂O
aus Klüften eines Diabases von Mihalicik, Türkei (COGULU, 1967, S.701)

12. Ca_{3,90}(Al,Fe^{III},Ti)_{5,11}(Fe^{II},Mn,Mg)_{0,62}Si_{6,15}O₂₃(OH)₃ · 2,02 H₂O
aus einem jadeitführenden Metagabbro, Sibukawa, Zentral-Japan (SEKI, 1961).

13. Ca_{4,43}(Al,Fe^{III},Ti)_{5,20}(Fe^{II},Mn,Mg)_{0,89}Si_{6,32}O₂₃(OH)₃ · 1,49 H₂O
aus einem mit ultramafischen Gesteinen vergesellschafteten Albitit, Kanto Mountains, Zentral-Japan (SEKI, 1961).

14. Ca_{3,91}(Al,Fe^{III},Ti)_{5,29}(Fe^{II},Mn,Mg)_{1,19}Si_{5,96}O₂₃(OH)₃ · 1,85 H₂O
aus einem Epidot-Chlorit-Schiefer, früher basisches Effusivgestein. Mituisi, Provinz Hidaka, Hokkaido,

15. Ca₄(Al,Ti,Fe^{III})₅(Fe^{II},Mn,Mg)Si₆O₂₃(OH)₃ · 2,00 H₂O
theoretische Zusammensetzung (vereinfachte Schreibweise).

- Heft 20: PILGER, A. & SCHMIDT, W.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 1 Tab., 8 Taf. 9,80 DM
- Heft 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf. 30,— DM
- Heft 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf. 20,— DM
- Heft 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb. 8,— DM
- Heft 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab. 14,— DM
- Heft 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf. 20,— DM
- Heft 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf. 10,— DM
- Heft 27: JUX, U. & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf. 5,60 DM
- Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf. 15,— DM
- Heft 29: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. Mit 9 Beiträgen von BAUER, FENCHEL, MÜLLER, PAHL, PAPROTH, PILGER, REICHENBACH, SCHEMELCHER, WENTZLAU. 1960. 363 S., 85 Abb., 10 Tab., 22 Taf. 36,— DM
- Heft 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf. 8,60 DM
- Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf. 8,— DM
- Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf. 11,— DM
- Heft 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf. 14,80 DM
- Heft 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf. 14,— DM
- Heft 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab. 7,60 DM
- Heft 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf. 9,— DM
- Heft 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab. 6,80 DM
- Heft 38: ZIEGLER, W.: Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf. 22,60 DM

- Heft 39: MEISCHNER, KL.-D.: Rhenar Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nord-östlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf. 11,60 DM
- Heft 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf. 9,— DM
- Heft 41: WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. 1964. 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf. 12,— DM
- Heft 42: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 5. Folge, Hefte 1—20, erschienen 1916—1939. 1963. 58 S., 1 Taf. 7,60 DM
- Heft 43: EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). 1963. 60 S., 8 Abb., 7 Tab., 5 Taf. 7,60 DM
- Heft 44: JACOBSHAGEN, E., HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Eine Faunenfolge aus dem jungpleistozänen Löß bei Bad Wildungen. 1963. 105 S., 9 Abb., 2 Tab., 14 Taf. 12,— DM
- Heft 45: KÜMMERLE, E.: Die Foraminiferen-Fauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). 1963. 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf. 9,40 DM
- Heft 46: SCHENK, E.: Die geologischen Erscheinungen der Subfision des Basaltes. 1964. 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf. mit 39 Bildern 7,60 DM
- Heft 47: HÖLTING, B. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nord-westlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. 1964. 37 S., 2 Taf. 5,60 DM
- Heft 48: DIEDERICH, G., LAEMMLEN, M. & VILLWOCK, R.: Das obere Biebortal im Nordspessart. Neugliederung des Unteren Buntsandsteins, Exkursionsführer und geologische Karte. 1964. 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kte. 7,20 DM
- Heft 49: KUTSCHER, F.: Register für die Notizblatt-Bände der 4. Folge, Hefte 1—35, erschienen 1880—1914. 1965. 56 S., 1 Taf. 6,60 DM
- Heft 50: ZAKOSEK, H. u. a.: Die Standortkartierung der hessischen Weinbaugebiete. 1967. 82 S., 1 Abb., 17 Tab., 1 Atlas 10,— DM
- Heft 51: MATTHES, G.: Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. 1966. 87 S., 11 Abb., 10 Tab. 10,— DM
- Heft 52: BERG, D. E.: Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eozän von Messel bei Darmstadt/Hessen. 1966. 105 S., 11 Abb., 6 Taf. 11,20 DM
- Heft 53: HÖLTING, B.: Die Mineralquellen in Bad Wildungen und Kleinern (Landkreis Waldeck, Hessen). 1966. 59 S., 7 Abb., 9 Tab. 7,— DM
- Heft 54: SOLLE, G.: Hederelloidea (Cyclostomata) und einige ctenostome Bryozoen aus dem Rheinischen Devon. 1968. 40 S., 1 Tab., 5 Taf. 5,— DM
- Heft 55: SCHNEIDER, J.: Das Ober-Devon des nördlichen Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge). 1969. 124 S., 24 Abb., 1 Taf. 15,— DM
- Heft 56: Falke-Festschrift. Mit Beiträgen von BANK, ENGELS, FÜRST, HEIM, JOSTEN, KONRAD & SCHWAB, KUTSCHER, MACHENS, NEGENDANK, RÉE, REINECK, ROTHAUSEN, THEWS, TOBIEN, WACHSMUTH Im Druck