

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät

der

Ruprecht-Karls-Universität

Heidelberg

vorgelegt von

Diplom-Geologe Sibylle Backfisch

aus Mosbach

1984

DIE PETROGRAPHIE DER ROTLIEGENDSANDSTEINE
SÜDWESTDEUTSCHLANDS:
EIN BEITRAG ZUR DIAGENESE VULKANOKLASTREICHER
SANDSTEINE.

Gutachter:

Prof. Dr. Dietrich Heling

Prof. Dr. German Müller

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1	<u>Einleitung</u> 1
1.1	Aufgabenstellung und Ziel der Arbeit 1
1.2	Das Untersuchungsgebiet 2
1.3	Paläogeographischer Überblick über das Unterperm von West- und Mitteleuropa 4
1.3.1	Die Entwicklung der Rotliegendbecken im Nordsee- raum zur Zeit des unteren Perms 8
1.3.2	Paläogeographie des Rotliegenden von Süddeutschland 12
1.4	Geologie des Untersuchungsgebietes: Die Schwarz- wälder Rotliegendtröge 19
1.4.1	Der Oos-Kraichgau-Trog 19
1.4.1.1	Der Kraichgau-Trog 19
1.4.1.2	Die Baden-Badener Senke (Oos-Trog) 23
1.4.2	Der Schramberger Trog 25
1.4.3	Der Bodensee-Trog 30
2	<u>Das Untersuchungsmaterial: Kurzbeschreibungen der Bohrungen</u> 34
2.1	Die Bohrung Staufenberg (T ₃ A) 34
2.2	Die Bohrung Allmersbach B1 36
2.3	Die Bohrung Neibsheim 1 38
2.4	Die Bohrung Sulz 39
2.5	Die Bohrung Urach 3 41
2.6	Die Bohrungen Dingelsdorf 1 und 2 43
3	<u>Untersuchungsmethoden</u> 46
3.1	Methodik der makroskopischen Kernbeschreibung 46
3.2	Methodik der mikroskopischen Kernbeschreibung 47
3.2.1	Arbeiten mit dem Polarisationsmikroskop 47
3.2.2	Rasterelektronenmikroskopische Beobachtungen 49
3.2.3	Energiedispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (ORTEC) 49
3.2.4	Mikrosonde-Untersuchungen 50
3.3	Röntgenographische Untersuchungen 50
3.4	Untersuchungen der Mikrofossilführung 51
3.5	Analysen des organischen Kohlenstoffs 51
3.6	Karbonatbestimmung 52

4	<u>Ergebnisse</u>	53
4.1	Petrographische Beobachtungen an den Rotliegend- sandsteinen	53
4.1.1	Makroskopische Beschreibung der Kernstrecken	53
4.1.1.1	Sedimentäre Gefüge	55
4.1.2	Mikroskopische Beschreibung der Kernproben	56
4.1.2.1	Mineralische Zusammensetzung: Hauptbestandteile	56
4.1.2.1.1	Quarz	56
4.1.2.1.2	Feldspat	57
4.1.2.1.3	Glimmer	60
4.1.2.1.4	Gesteinsbruchstücke (RF = Rock Fragments)	61
4.1.2.1.5	Akzessorien	63
4.1.2.1.6	Häufigkeit der Hauptbestandteile	64
4.1.2.2	Beobachtungen zum Gefüge	69
4.1.2.2.1	Korngröße	69
4.1.2.2.2	Sortierung	70
4.1.2.2.3	Rundung	70
4.1.2.2.4	Korn-zu-Korn-Beziehung	71
4.1.2.2.5	Porosität	72
4.1.2.2.6	Reifegrad	72
4.1.2.2.7	Benennung der Sandsteine	73
4.1.2.3	Tonminerale	75
4.1.2.3.1	Illit	76
4.1.2.3.2	Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale (I/S-ML = Illit-Smektit-mixed layer)	80
4.1.2.3.3	Kaolinit und Chlorit	82
4.1.2.4	Zemente	83
4.1.2.4.1	Quarz- und Chalcedonzement	83
4.1.2.4.1.1	Kathodenlumineszenzmikroskopie (CL)	84
4.1.2.4.2	Sulfatzement	86
4.1.2.4.3	Karbonatzement	87
4.1.2.4.4	Häufigkeit der Zementminerale	89
4.1.2.5	Tonige Matrix	90
4.1.2.6	Organische Substanz	96
4.1.2.7	Mikrofossilien	101
4.1.2.8	Beschreibung des Tuffs im Unterrotliegenden der Bohrung Sulz (Probe S 6)	102
4.1.2.9	Die bituminösen Kieselgesteine im mittleren Abschnitt der Bohrung Urach 3	104
4.2	Unterschiede zwischen den einzelnen Bohrungen	106
5	<u>Diskussion</u>	108
5.1	Ablagerungsbedingungen und Bildungsfazies	108
5.1.1	Herkunft des Sedimentmaterials	108
5.1.2	Transport und Ablagerung	115
5.1.3	Rotsedimente und Klima	125
5.1.3.1	Rotfärbung	125
5.1.3.2	Hinweise auf das Paläoklima	129

5.2	Diagenese der Rotliegendesandsteine Südwestdeutschlands	133
5.2.1	Frühdiaagenese	133
5.2.2	Versenkungsdiagenese	134
5.2.3	Diagenetische Mineralum- und Neubildungen	135
5.2.3.1	Bildung von Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen (I/S-ML) aus Smektit	135
5.2.3.2	Kaolinitbildung	138
5.2.3.3	Illitauthigenese	139
5.2.3.3.1	K ₂ O-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O-System	144
5.2.3.4	Chlorit in vulkanoklastischen Sedimenten	148
5.2.3.5	Drucklösung	149
5.2.3.6	Quarzzement	150
5.2.3.7	Sulfatzement	154
5.2.3.8	Karbonatzement	155
5.2.3.9	Zeitliche Abfolge der Diagenese	157
5.2.4	Matrix	161
5.2.4.1	Kompaktion und Matrix	161
5.2.4.2	Bedeutung der Matrix für die Diagenese	162
5.2.5	Paläotemperaturgradient und Diagenese	164
5.2.6	Fazies und Diagenese des Oberrotliegenden in Süddeutschland im Vergleich zu Norddeutschland	166
5.3	Versuch einer quantitativen Stoffbilanz	169
5.3.1	Genese des Faserillits und des Quarzzementes aus vulkanischem Glas	169
5.3.2	Bildung von Faserillit aus der Porenlösung	173
5.3.3	Bildung von Quarzzement aus der Porenlösung	177
5.3.4	Allochemische oder isochemische Diagenese?	178
5.4	Kennzeichen der Diagenese der vulkanoklastischen Sandsteine Südwestdeutschlands	181
6	<u>Zusammenfassung</u>	184
7	<u>Dank</u>	187
8	<u>Literaturverzeichnis</u>	189
9	<u>Anhang</u>	205
	Tabellen	206
	Fototafeln	221
	Lebenslauf	235

1 EINLEITUNG

1.1 AUFGABENSTELLUNG UND ZIEL DER ARBEIT

Die Rotliegendensedimente Südwestdeutschlands sind kontinentale - sehr unreife - Sandsteinserien mit vulkanischen Einschaltungen. An der Basis der Formation verzahnen sich die Sedimente mit den kohle-führenden Schichten des Oberkarbons. Durch eine Reihe von Tiefbohrun-gen in den Rotliegendströgen Südwestdeutschlands stehen lückenlose Tiefenaufschlüsse zur Verfügung, wodurch es möglich ist, die Rotlie-gendsedimente an vollständigen, nicht von der Verwitterung veränder-ten Profilen zu untersuchen.

Die Zusammensetzung der Sandsteine hat sich seit ihrer Ablage-rung in den Sedimentationsbecken durch Diagenese erheblich verändert, was vor allem zu einer starken Verminderung ihrer Speichergesteinsei-genschaften geführt hat. Aus den Untersuchungen über Fazies und Dia-genese des Rotliegenden ergeben sich Zusammenhänge, die Porositäts- und Permeabilitätsreduktion in den Sandsteinen erklären.

Mit dieser Arbeit wird eine ausführliche petrographische Be-schreibung des Rotliegenden aus sechs Kernbohrungen aus den südwest-deutschen Rotliegendströgen vorgelegt.

Schwerpunkte der Untersuchungen sind:

- 1) Ein neuerer paläogeographischer Überblick über die Rotlie-gendsedimentation in Südwestdeutschland sowie Erkenntnisse über die Ablagerungsfazies durch Faziesanalysen am Kernma-terial.
- 2) Die Erweiterung der Kenntnisse über Art und Verteilung der diagenetischen Mineralum- und Neubildungen in den klasti-schen Gesteinen.
- 3) Eine Stoffbilanz der diagenetischen Mineralumwandlungen in vulkanoklastreichen Sandsteinen unter Voraussetzung isoche-mischer Systeme in den Sedimentgesteinen.
- 4) Ein Beitrag zu der noch unvollständig verstandenen Genese von Faserillit, der in den Rotliegendsandsteinen neugebil-det wurde.

1.2 DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die jungpaläozoischen Senken Südwestdeutschlands, den Oos-Kraichgau-Trog, den Schramberger Trog und den Bodensee-Trog (Abb. 1).

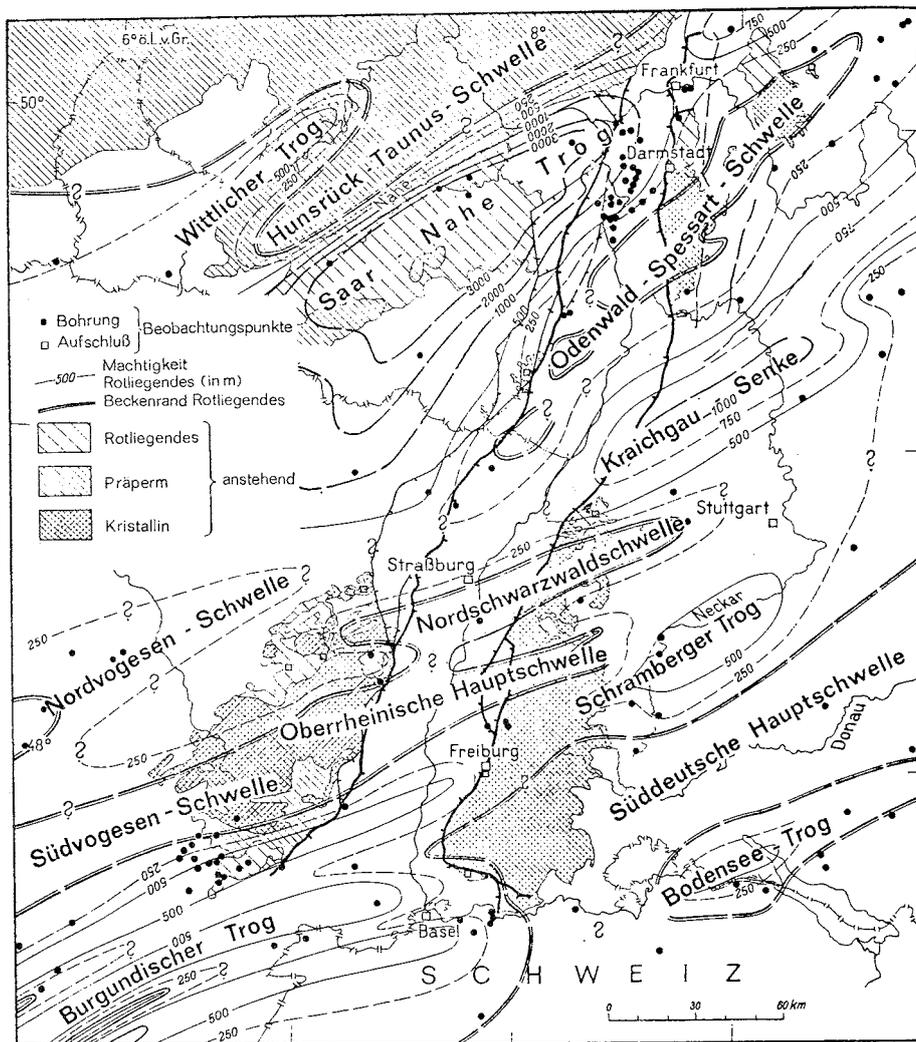


Abb. 1: Verbreitung und Mächtigkeit des Rotliegendes (aus BOIGK & SCHÖNEICH, 1970).

Neben Geländebeobachtungen, vor allem in der Baden-Badener-Senke, einem Teilbereich des Oos-Kraichgau-Troges, wurden Bohrkerne aus den verschiedenen Senken untersucht. Aus dem Oos-Kraichgau-Trog standen die Bohrungen Staufenberg (T₃A), die Bohrung Allmersbach B1 und die Bohrung Neibsheim 1 zur Verfügung. Zusätzlich wurden Proben aus den Kernbohrungen K23, K24 und K25 aus dem südlichen Teil der Baden-Badener-Senke, aus dem Juttastollen - einem Straßenbautunnel in Baden-Baden - zusammen mit sechs weiteren Kernbohrungen entnommen.

Aus dem Schramberger Trog stammen Proben der Forschungsbohrung Urach 3 und der 1890 niedergebrachten Bohrung Sulz.

Die Bohrungen Dingelsdorf 1 und 2 lieferten Proben aus dem Bodensee-Trog (Abb. 2).

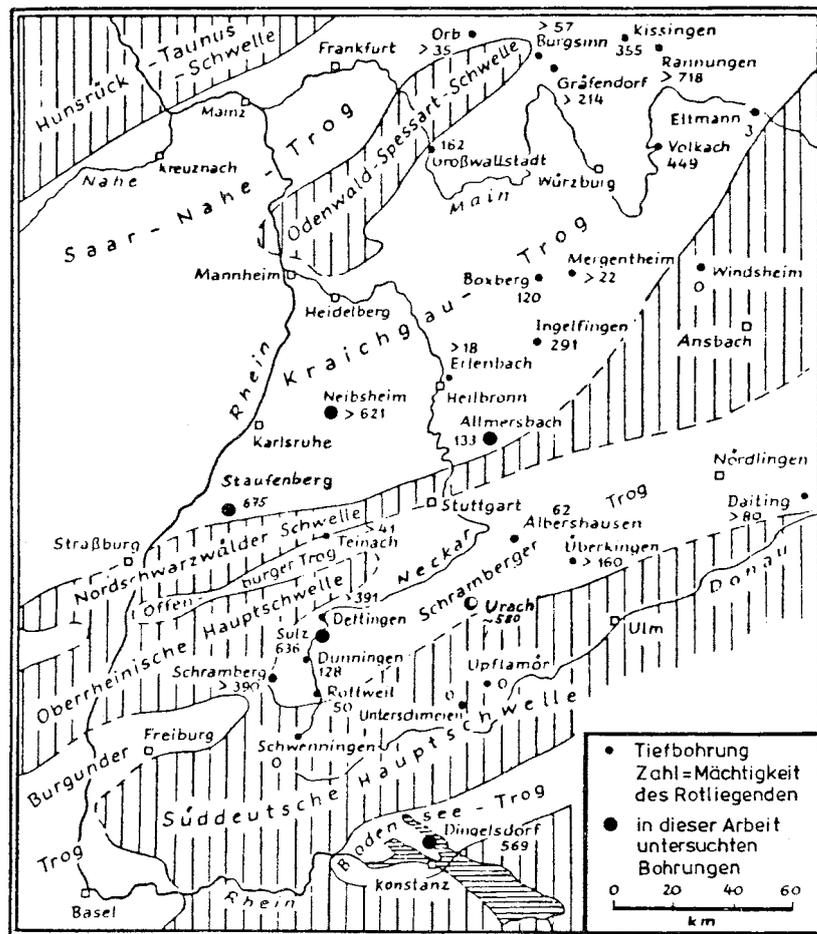


Abb. 2: Rotliegendetröge und -schwelle in Südwestdeutschland (nach CARLÉ & WURM, 1971).
Lage der untersuchten Bohrungen.

1.3 PALÄO GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK ÜBER DAS UNTERPERM VON WEST- UND MITTELEUROPA

In den letzten 30 Jahren ist das kontinentale Perm West- und Mitteleuropas zunehmend untersucht worden. Ursache hierfür waren neben wissenschaftlichen vor allem wirtschaftliche Interessen, da sich die Schichten als uranführend (z.B. in Frankreich) und als erdgas- und erdölhöufig (z.B. in Norddeutschland) erwiesen.

Das Rotliegende entspricht dem Unteren Perm der internationalen geochronologischen Skala. Es wird unterteilt in Unterrotliegendes (Autun) und Oberrotliegendes (Saxon). Das Mittelrotliegende der ECK'schen Gliederung (1892) gehört im Untersuchungsgebiet zum Oberrotliegenden.

Nach FALKE (1972) werden die kontinentalen Permbecken Europas in drei Provinzen zusammengefaßt (Abb. 3):

1) Die Nordprovinz:

Sie erstreckt sich von Großbritannien bis Polen und schließt das Nordseegebiet, die Niederlande und das Norddeutsche Becken mit ein (mitteleuropäisches Becken KATZUNG's, 1972). Die vorherrschenden tektonischen Strukturen streichen NW-SE.

2) Die zentrale Provinz:

Sie nimmt die Fläche von Frankreich bis an den Ostrand der Sudeten ein. Zu diesem Bereich gehören auch die Rotliegendetröge Südwestdeutschlands. Die zentrale Provinz besteht aus permischen Becken, die durch Schwellen voneinander getrennt sind, welche die lokalen Liefergebiete darstellen. In und westlich der Vogesen und auf der Süddeutschen Großscholle streichen sie NE-SW, entsprechend dem strukturellen Verlauf des Variskischen Gebirges.

3) Die Verrucano-Provinz:

Sie umfaßt die Pyrenäen, die Alpen und den nördlichen Apennin. Die Gesteine sind hier metamorph. Im westlichen bis nördlichen Abschnitt der Alpen streichen die Becken um N bis NE-SW, in den südlichen Alpen besteht das Rotliegende aus einzelnen, um N streichenden Becken.

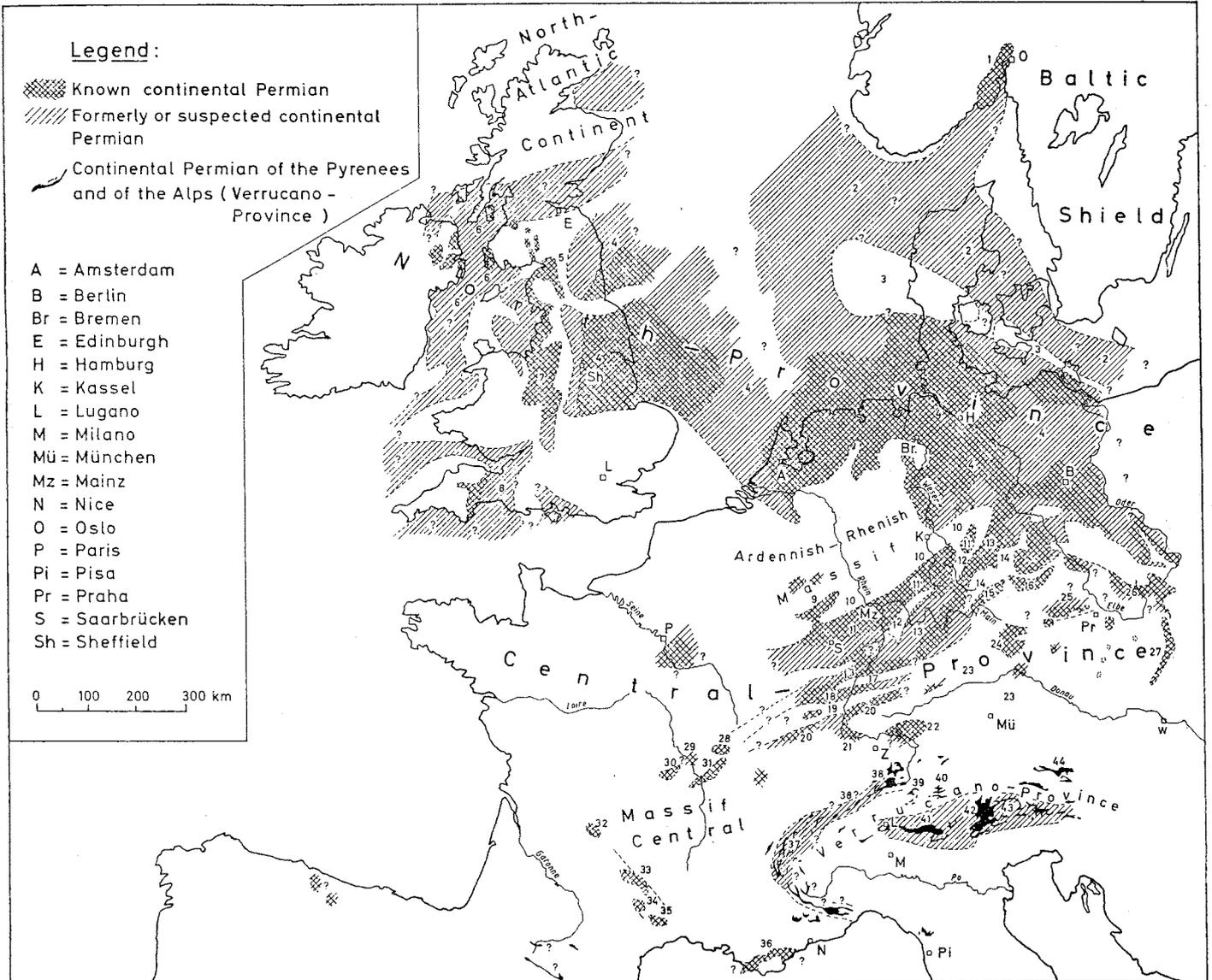


Abb. 3: Die drei Rotliegendprovinzen in Mittel-, West- und Südeuropa (aus FALKE, 1976).

Die Paläogeographie des Rotliegenden wird im wesentlichen durch die Vorgänge der ausklingenden variskischen Gebirgsbildung bestimmt, welche heute allgemein im Zusammenhang mit plattentektonischen Abläufen gesehen werden.

Nach der Kratonisierung Europas, die vom Präkambrium bis in variskische Zeit dauerte und mit ausgedehnten Granitintrusionen verbunden war, kollidierten im Devon und Karbon Amerika und Afrika mit der atlantischen Platte und Teile von Eurasien mit der Nordamerikanischen Platte. Die Platte des Proto-Zentralatlantik (Abb. 4) wurde unter

Afrika und Amerika subduziert, wobei in Amerika die Appalachen und in Afrika die Mauretaniden entstanden. In Europa faltete sich das Band des variskischen Gebirges entlang der alten kratonischen Blöcke während der sudetischen und asturischen Gebirgsbildungsphase auf (W. H. ZIEGLER, 1975).

Im späten Oberkarbon hatten die einengenden Kräfte der variskischen Plattentektonik ihren Höhepunkt erreicht; es folgte eine Phase der Zerrungstektonik, wodurch ein komplexes System von Verwerfungen entstand. Die Heraushebung und rapide Erosion des variskischen Gebirges verliefen gleichzeitig mit der Absenkung von intramontanen Becken und Einbruchsbecken am Rande des Gebirges. Sie sanken entlang von Störungssystemen ab, die meist schon im Stefan und Autun angelegt worden waren. Eine solche Depression ist z.B. der Saar-Nahe-Trog, in dem vom Oberkarbon bis Rotliegenden über 7 000 m mächtige kohleführen-

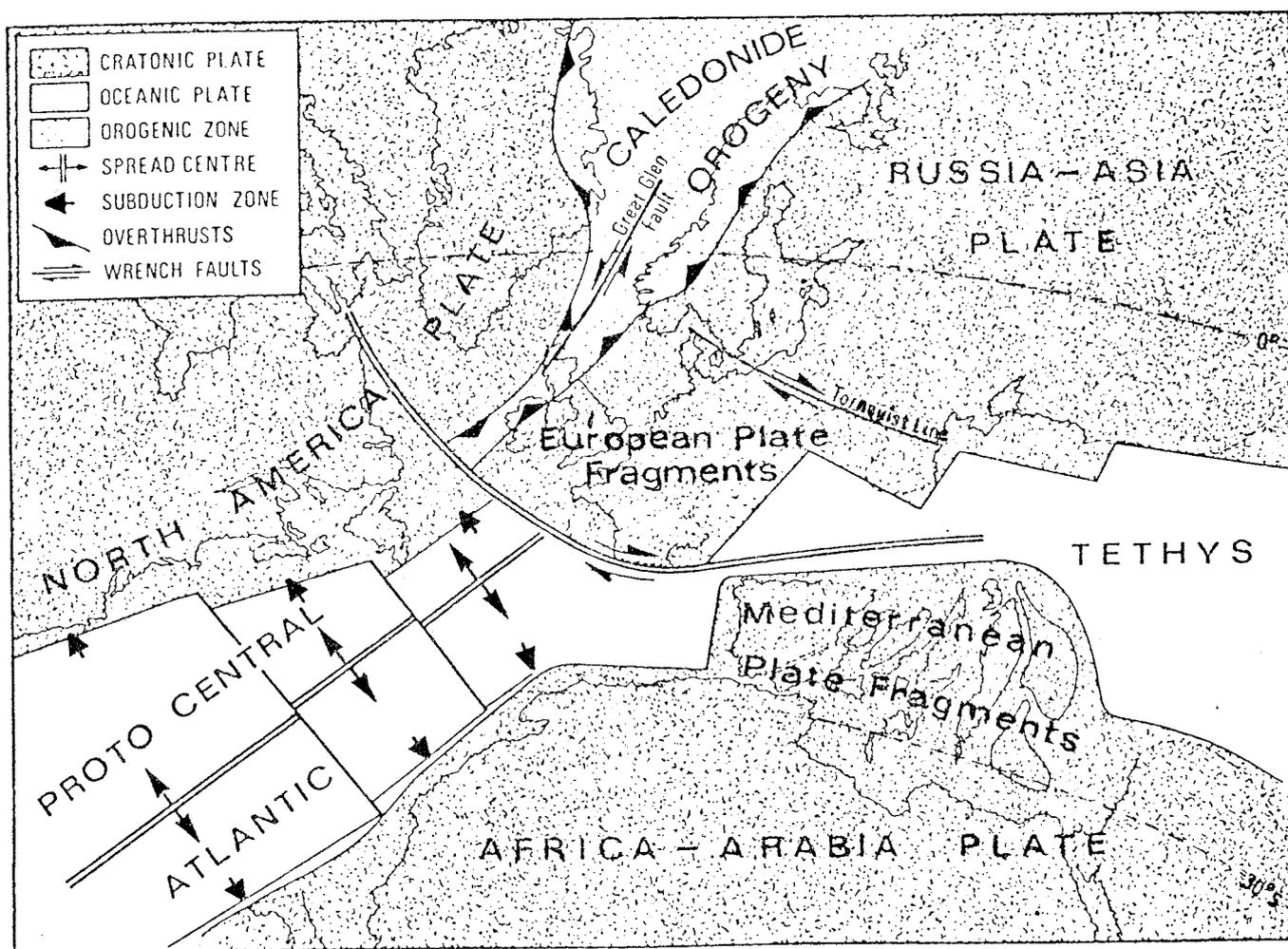


Abb. 4: Paläotektonischer Rahmen zur Zeit des Altpaläozoikums (kaledonische Ära; aus W.H. ZIEGLER, 1975).

de Schichten, "red beds" und Vulkanite abgelagert wurden (SCHÄFER, 1980).

Die intensiven subsequenten vulkanischen Aktivitäten schufen im Jungpaläozoikum in Mitteleuropa bis zu 2 000 m mächtige Vulkanite (BUSH & KIRYUCHIN, 1977). Die Zentren der vulkanischen Aktivitäten scheinen mit den Schnittpunkten der Verwerfungen zusammenzufallen (PLEIN, 1978).

Die klastische Sedimentation in den Becken verlief häufig durchgehend vom Stefan bis ins Saxon; zwischen Autun und Saxon wird eine kurze Sedimentationsunterbrechung vermutet, die mit der saalischen Diskordanz zusammenfällt (P.A. ZIEGLER, 1982). Die saalische Diskordanz, die der saalischen Phase zugeordnet wird und zur Trennung des Autuns und Saxons benutzt wird, ist von zweifelhaftem stratigraphischem Wert (LORENZ & NICHOLLS, 1975), weil sie nicht in allen Rotliegendströgen ausgebildet ist, oder häufig nur an den Trogrändern beobachtet werden kann. Die Diskordanzen, die dennoch in einigen Trögen vorhanden sind, werden nicht als das Ergebnis weitverbreiteter orogener Bewegungen, sondern als Folge lokaler Absenkungen der Tröge und von Sedimentationsunterschieden gedeutet.

Im Stefan wurden molasseartige Sedimente aus dem variskischen Gebirge in Form klastischer Schwemmfächer ("alluvial fans") und durch fluviatilen Transport ("braided streams") bei humidem Klima geschüttet. Der Übergang der Gesteine des Oberkarbons in die des Perms ist fließend. Im Unterrotliegenden überwiegen fluviatile und limnische Absätze, im Oberrotliegenden grobklastische Schwemmfächer-Sedimente, Dünen- und Wadi-Ablagerungen unter zunehmend ariden Bedingungen.

Ein nach Norden orientiertes Entwässerungssystem (LÜTZNER et al., 1979) transportierte die Klastika durch kurzzeitige, sporadische Schichtfluten in das variskische Vorgebirge und in die Senken, wodurch sie allmählich aufgefüllt wurden.

Durch die allgemeine Drift der Pangäa nach Norden im Oberkarbon und unteren Perm gerieten West- und Mitteleuropa aus der Äquatorzone in den Gürtel der Passatwinde (Abb. 5).

Außerdem hatte eine globale eustatische Meeresspiegelschwankung eine regionale Regression zur Folge (Gondwana-Vereisung). Diese Veränderungen wirkten sich in einem allmählichen Klimawechsel aus: das humide Klima des Oberkarbons ging in das semiaride-aride Klima des Perms über.

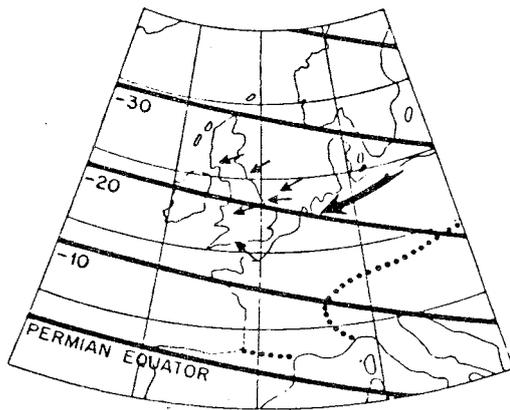


Abb. 5:

Permische Breitengrade und Iso-
klinen sowie Paläowindrichtun-
gen im Rotliegenden Westeuropas
(aus GLENNIE, 1972).

Im Zechstein überflutete das Meer die intrakratonischen Permbecken von West- und Zentraleuropa. In den Rotliegendströgen Süddeutschlands, in die das Zechsteinmeer nicht vorgedrungen war, bildeten sich ausgedehnte Krustenkalke, der Karneoldolomithorizont, der durch Evaporation bei aridem Klima entstanden ist. Er wird von vier Untereinheiten aufgebaut, die mit den vier Zechstein-Zyklen parallelisiert worden sind (SCHNEIDER, 1966; RÖPER, 1980). Lokal bestehen Übergänge zwischen der "red bed"-Fazies des Perms und dem unteren Buntsandstein, so daß auch hier keine klare Grenzziehung möglich ist. Im Meso- und Känozoikum wird das permokarbonische Verwerfungssystem reaktiviert, ein die Entwicklung von West- und Mitteleuropa nachhaltig beeinflussender Vorgang.

1.3.1 DIE ENTWICKLUNG DER ROTLIEGENDBECKEN IM NORDSEERAUM ZUR ZEIT DES UNTEREN PERMS

Im Nordseeraum tritt ein breiter Gürtel unterpermischer Sandsteine auf, der sich vom südlichen Teil des Nordseebeckens über die Niederlande nach Norddeutschland erstreckt. Der Ablagerungsraum gliedert sich in zwei E-W-streichende Senken, das Nördliche und das Südliche Rotliegendbecken (Abb. 6), welche durch Hochgebiete, das "Mid-North-Sea-High" und das "Ringkøbing-Fyn-High" (R.F.H.) voneinander getrennt

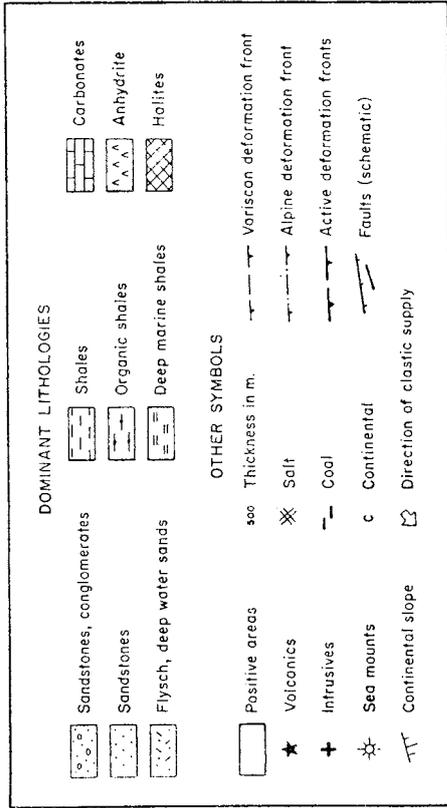
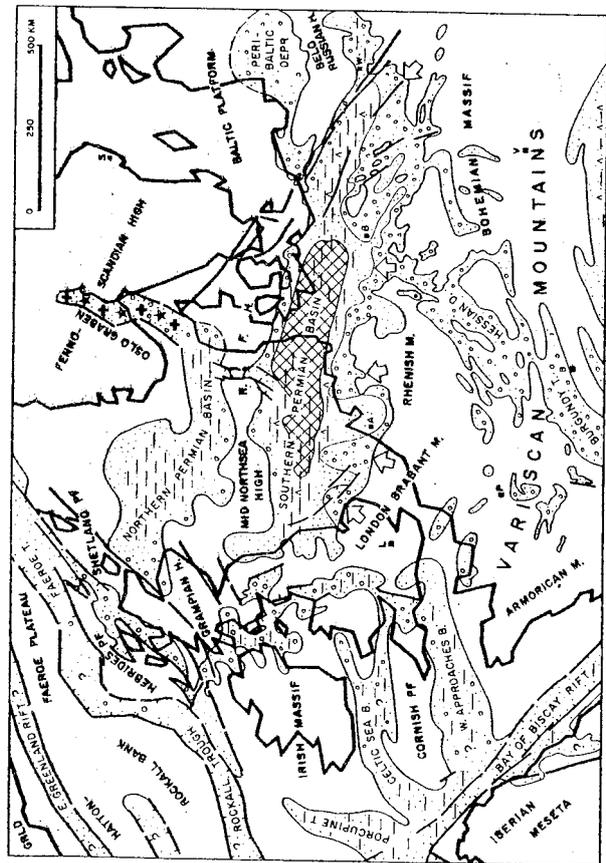
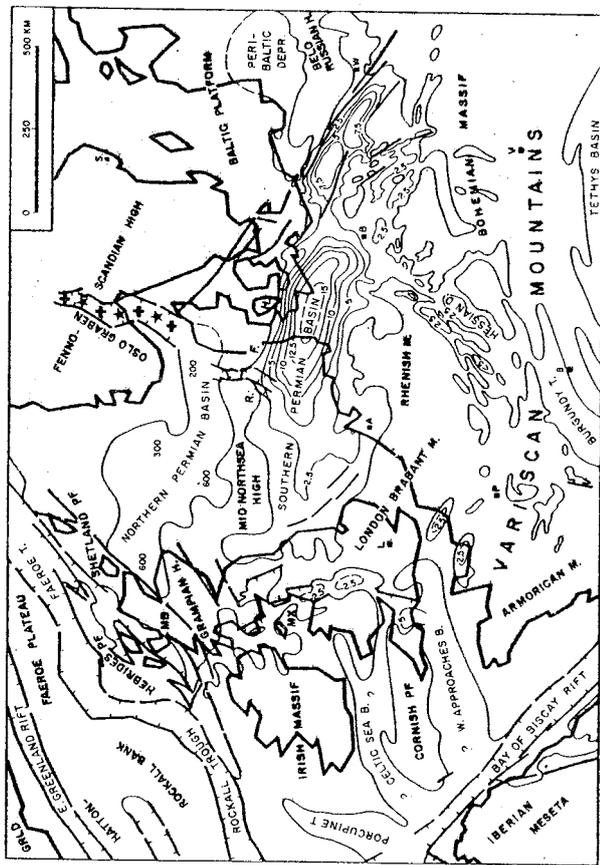


Abb. 6:

links oben: Isopachenkarte der Rotliegendesdickente; Mächtigkeitsangaben in m, Isopachenwerte mal 100 m.

links unten: Paläogeographie des Rotliegenden.

rechts oben: Legende zur paläogeographischen Karte (aus P.A. ZIEGLER, 1981).

werden. Das Südliche Rotliegendbecken erstreckt sich von Südeuropa bis Polen über 1 500 km und ist 300 km breit. Es überlagert die variskische Saumtiefe ("variscan foredeep basin") und greift im Osten auf das variskische Faltengebirge über (P.A. ZIEGLER, 1982).

Der Verwitterungsschutt der Hochgebirge wird von Süden nach Norden transportiert. Es entwickeln sich drei mehr oder weniger parallele Faziesgürtel, die den Verlauf des variskischen Gebirges nachzeichnen und von Süden nach Norden wie folgt gegliedert werden (GLENNIE, 1972; ALMON, 1981; Abb. 6 + 7):

1) Fluviale Sedimente:

Grobe Sande und Konglomerate an den Gebirgsrändern, die in Form von "alluvial fans" und durch Schichtfluten abgelagert wurden.

2) Äolische Sedimente:

Dünensande zwischen den "alluvial fans", die aus den fluvialen Ablagerungen durch die W- bis SW-gerichteten Passatwinde ausgeweht und in einem breiten Dünengürtel entlang der südlichen Beckengrenze abgesetzt wurden.

3) Sabkhasedimente:

Siltsteine, Tonsteine und Evaporite wie Anhydrit und Steinsalz (Haselgebirgefazies), die als zentrale Ablagerungen eines permanenten Wüstensees, dessen fluktuierende Küstenlinie die Umrisse einer großen Inlandsabkha anzeigt, betrachtet werden. Schwefelisotopen-Analysen von Rotliegendeanhydriten und der niedrige Bromid-Gehalt der Salze zeigen, daß diese nicht aus marinem Wasser abgeschieden wurden (HOLSER, 1979); marine Fauna fehlt.

Die Dünensande und die gröberen Wadiablagerungen sind die Hauptgasspeicher, die sich von Norddeutschland über die Niederlande und die südliche Nordsee bis an die Küsten Englands erstrecken (LUTZ et al., 1975).

Das Südliche Rotliegendbecken besitzt im Bereich der Norddeutschen Tiefebene maximale Absenkung bis 1 500 m (Abb. 6); dieses Gebiet fällt mit dem Areal ausgedehnten Vulkanismus' in Norddeutschland zusammen.

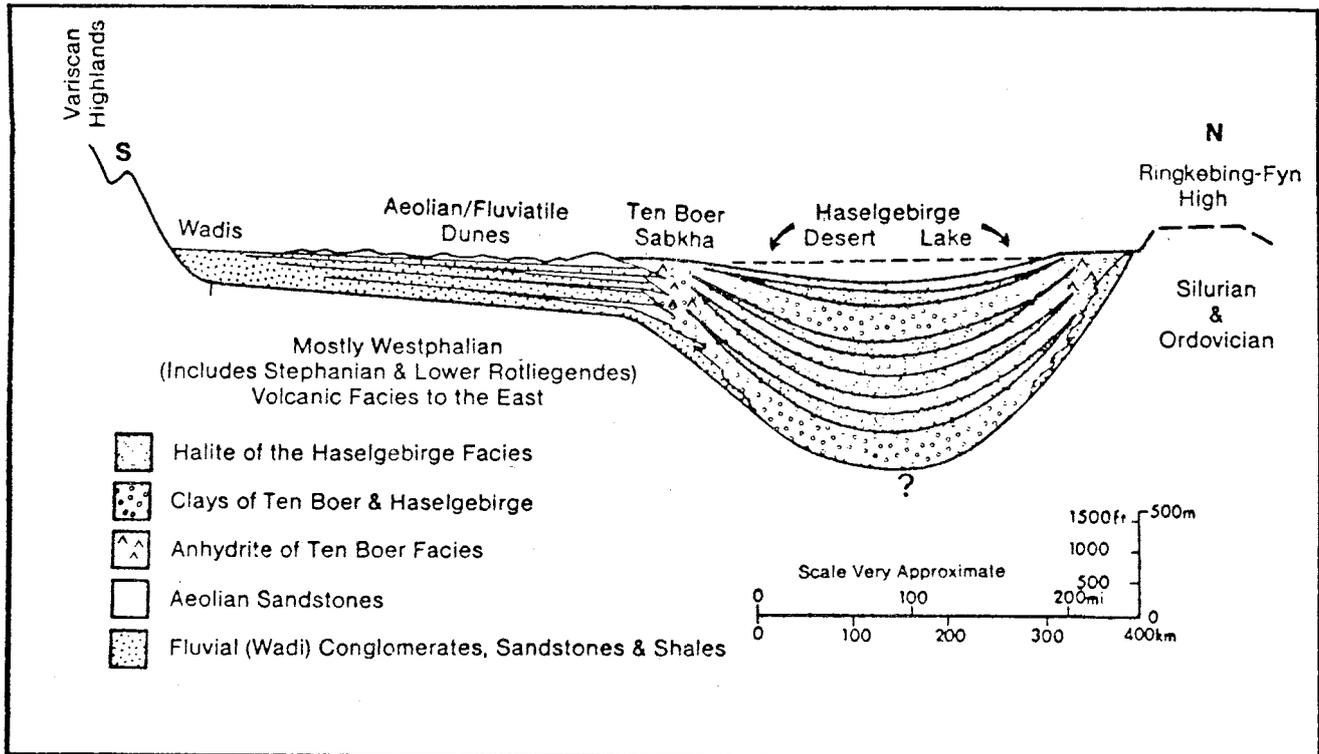


Abb. 7: Schematischer Querschnitt durch das Rotliegendebassin in der südlichen Nordsee und den östlichen Niederlanden vor der Zechsteintransgression (aus GLENNIE, 1972).

Das Nördliche Rotliegendebassin erstreckt sich über die Moray-Mündung bis in den Oslo-Graben und überlagert das "old-red"-Becken der zentralen Nordsee, im Osten die Sedimente des unteren Paläozoikums und das präkambrische Basement des Fennoskandischen Schildes. Die Rotsedimente des unteren Perms bestehen aus 600 m mächtigen Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen; eine evaporitische Beckenfazies fehlt. Im Thuringium werden beide Becken vom Zechsteinmeer überflutet. Es kommt zur Ablagerung von 1 000 bis 2 000 m mächtigen zyklischen Karbonat- und Evaporitserien.

Die großen Gasakkumulationen in der Mitteleuropäischen Senke sind das Ergebnis einer Kombination von günstigen Bedingungen (LUTZ et al., 1975):

- 1) Die das Rotliegende unterlagernden Kohleschichten des Westfals werden als Hauptquelle für das Erdgas angesehen, was durch Messungen von Kohlenstoffisotopen ermittelt wurde. Sie werden bis zu 2 500 m mächtig und stellen somit ein ausge-

dehntes Muttergestein dar, dessen Versenkungsgeschichte die Freisetzung von Methan begünstigte.

- 2) Die Permeabilität und Porosität der äolischen und fluviatilen Rotliegendesandsteine ist erhalten geblieben, was zu einer ausgezeichneten Speichergesteinsentwicklung führte.
- 3) Zwischen Gasgeneration und den Akkumulationsgebieten bestanden geeignete Migrationswege.
- 4) Vor der Hauptgasbildung haben sich Strukturfallen gebildet, die die migrierenden Gase in großen Mengen auffangen konnten.
- 5) Das mächtige Zechsteinsalz bildete ein wirkungsvolles Siegel gegenüber den sich akkumulierenden Gasen.

1.3.2 PALÄOGEOGRAPHIE DES ROTLIEGENDEN VON SÜDDEUTSCHLAND

Das Oberkarbon und Perm sind im Schwarzwald auf die Permokarbontröge beschränkt, die sich fast ausnahmslos über die heutigen Grabenschultern hinweg verfolgen lassen. Die Sedimentfracht des im Oberkarbon herausgehobenen variskischen Gebirges wurde in den variskisch streichenden Senken - Kraichgau-, Schramberger- und Bodenseetrog - abgesetzt (Abb. 1).

Nordschwarzwaldschwelle, Oberrheinische Hauptschwelle und der südliche Schwarzwald sind eng mit den Beckenrändern verbundene Abtragungsgebiete, die durch örtliche Schuttwannen und schmale intramontane Senken viel stärker untergliedert wurden, als in Abbildung 1 dargestellt werden konnte.

Die kontinentalen Ablagerungen der einzelnen Tröge nehmen unterschiedliche stratigraphische Stellungen ein. Die Sedimentation der Rotliegendesedimente erfolgte in der Zeit vom obersten Karbon bis zum marinen Zechstein, wobei die Grenzen zum Liegenden und Hangenden nicht immer eindeutig gezogen werden können. Deshalb muß das Rotliegende als lithofazielle Einheit betrachtet werden. Auf die stratigraphische Gliederung und Einstufung des Rotliegenden und sein Alter gehen HAUBOLD & KATZUNG (1975), KOZUR (1981), LIPPOLT (1981), LIPPOLT &

HESS (1983), LIPPOLT et al. (1979, 1983), SCHLEICHER et al. (1983), VISSHER et al. (1974), WATERHOUSE (1978) und WENDT et al. (1970) ein. Die Grenze zwischen Stefan und Autun wird in einigen Trögen lithologisch gezogen, so z.B. im Saar-Nahe-Trog mit Hilfe des Dirringer Konglomerates (FALKE, 1972) in der Baden-Badener-Senke mit dem Einsetzen von rotgefärbten Sedimenten (BILHARZ & HASEMANN, 1934); eine biostratigraphische Grenzziehung ist wegen des Fehlens von *Callipteris conferta*, die definitionsgemäß den Beginn des kontinentalen Perms anzeigt, nicht möglich. Der Leitwert von *Callipteris conferta* wird jedoch angezweifelt (DOUBINGER, 1956), da sie auch aus Stefanablagerungen beschrieben wurde (KOZUR, 1981).

Jede lithologische Grenzziehung ist problematisch, da die Bezugshorizonte oft nicht an allen Stellen des Ablagerungsraumes ausgebildet sind; Rothorizonte treten seit dem Westfal im Jungpaläozöikum auf (FALKE, 1974) und stellen somit keine Zeitmarken dar. Die Hangendgrenze zwischen Saxon und Thuringium kann ebenfalls nicht eindeutig gezogen werden, da die fazielle Ausbildung des Zechsteinkonglomerates, der Basis des oberen Perms, verschieden ist. Es kann z. B. durch das Weißliegende vertreten werden, das zu verschiedenen Anteilen sowohl zum Rotliegenden als auch zum Zechstein gehört (TRUSHEIM, 1964). Dort, wo das Rotliegende von Buntsandstein überlagert wird, stellt sich die Frage, ob die roten Sedimente im Liegenden des Buntsandsteins zum Oberrotliegenden gehören oder ein terrestrisches Äquivalent des marinen Zechsteins darstellen, der in Süddeutschland nahezu fehlt. Für den Karneoldolomithorizont, der die Hangendgrenze der Rotsedimente in den meisten süddeutschen Rotliegendetrögen bildet, ebenso wie für die Dünenablagerungen im Pfälzer Raum und Saar-Nahe-Gebiet (Kreuzbacher Schichten), wird diese Vorstellung weithin angenommen. Die Grenze Unter-/Oberrotliegendes wird mit der saalischen Diskordanz und dem Einsetzen von mächtigen Vulkaniten gezogen; die saalische Diskordanz ist jedoch nicht überall vorhanden, ihre Zeitgleichheit nicht überall eindeutig bewiesen (siehe Kap. 1.3., S. 7). Vulkanismus tritt in den Trögen seit dem Stefan auf. Das ergaben Altersbestimmungen an einem Tuff aus dem Oberkarbon der Baden-Badener Senke (HESS et al., 1983). Durch die Vielzahl der Sedimentationsvorgänge in den einzelnen Rotliegendetrögen, deren Sedimentmaterial

aus verschiedenen Liefergebieten geschüttet wurde, sind Schichtkorrelationen innerhalb und außerhalb der Becken schwierig, häufig unmöglich.

Die Anlage neuer Tröge an der Wende Karbon/Perm im Schwarzwald wird tektonischen Bewegungen zugeschrieben (FALKE, 1971a). Zu Beginn des Rotliegenden weiteten sich die intramontanen Karbontröge häufig aus, so daß das Unterrotliegende auf das Grundgebirge übergreift (CRAMER, 1964). Wenn oberes Stefan vorhanden ist, wird es konkordant vom Unterrotliegenden überlagert, das in seinem unteren Abschnitt noch stark den Gesteinen des Oberkarbons ähnelt; es zeigt dann graue Gesteinsfarben und Kohleschmitzen.

Zum Hangenden gehen diese Unterrotliegendensedimente in bunte Gesteinsfolgen über, die Zyklen von grob- zu feinkörnig enthalten.

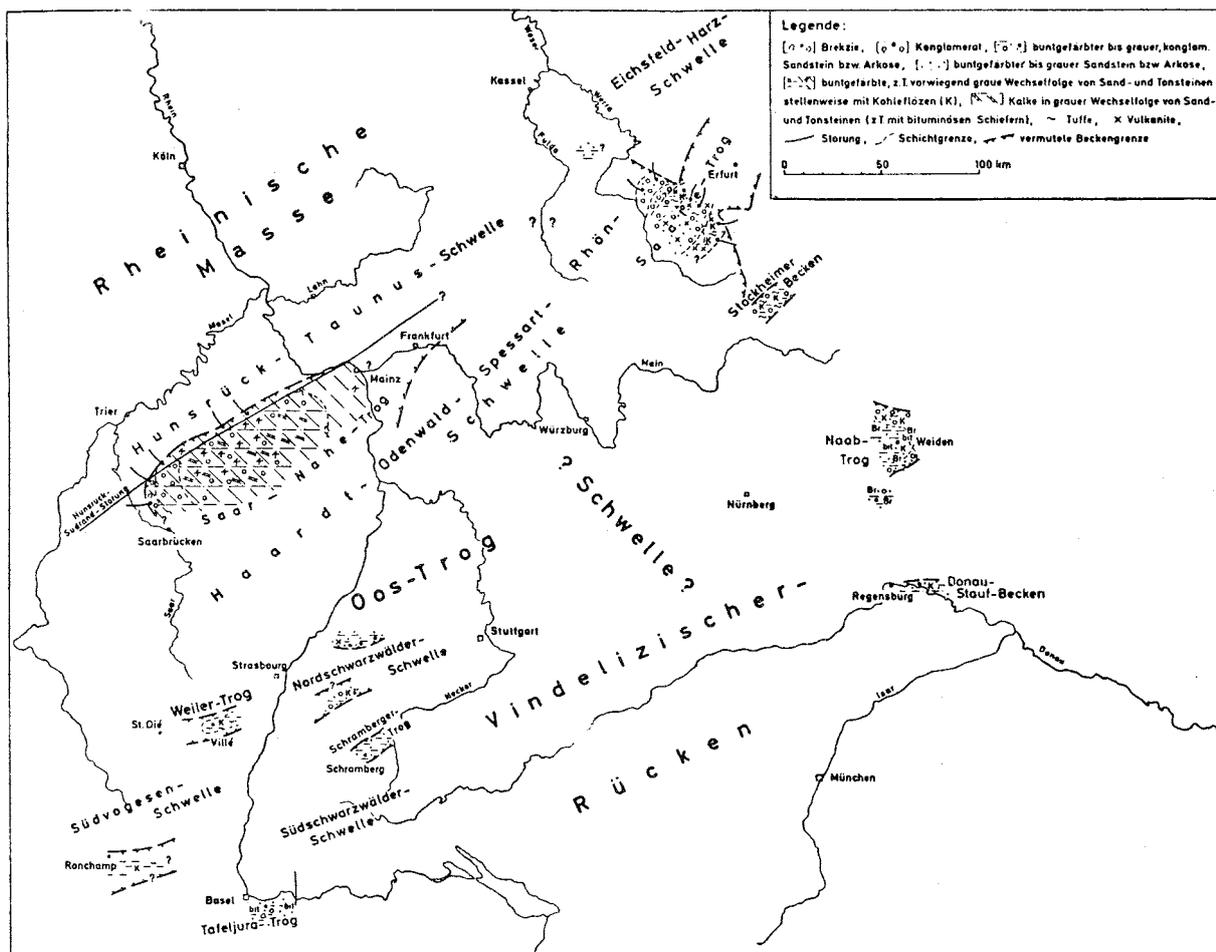


Abb. 8: Die Paläogeographie Süddeutschlands zur Zeit des unteren Abschnitts des Unterrotliegenden (→ = Schüttungsrichtungen; aus FALKE, 1971a).

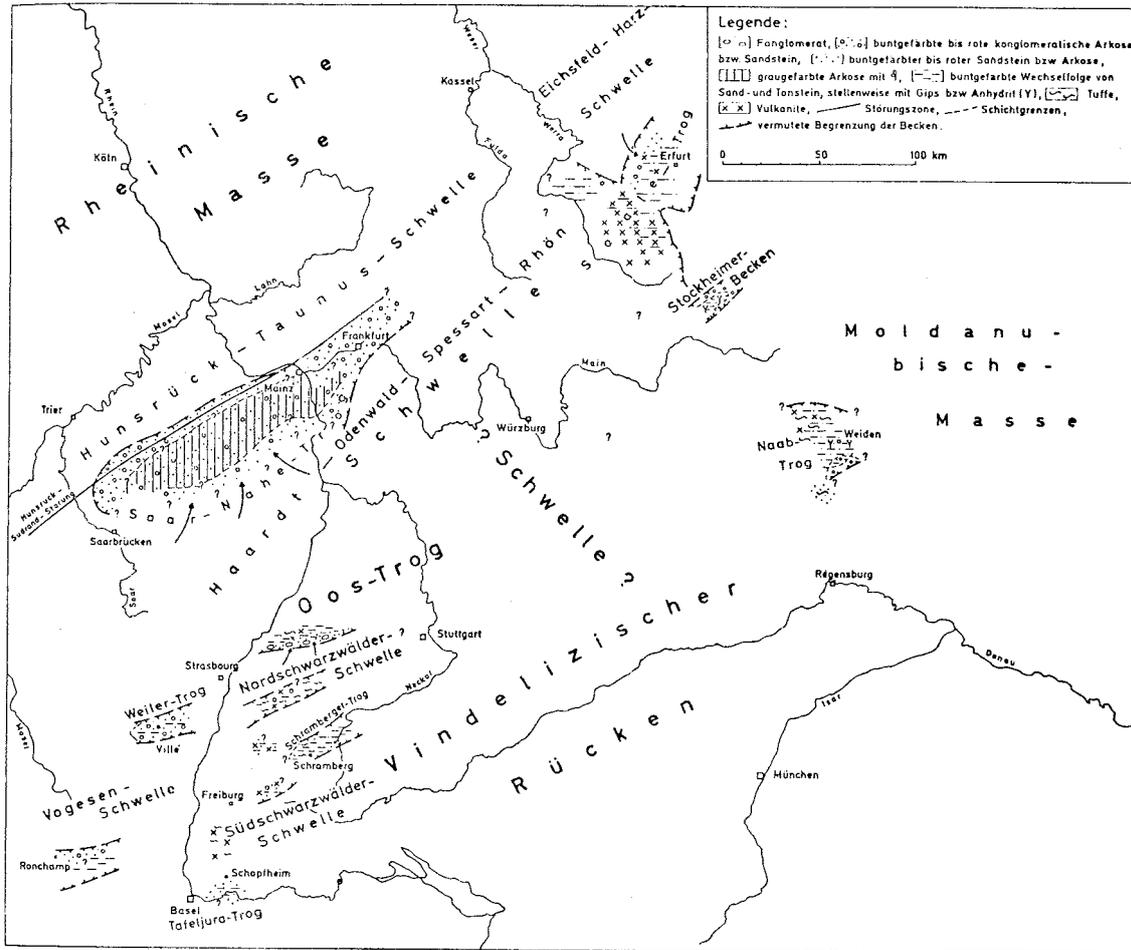


Abb. 9: Die Paläogeographie Süddeutschlands zur Zeit des oberen Abschnitts des Unterrotliegenden (→ = Schüttungsrichtungen; aus FALKE, 1971a).

Die Sedimente des Unterrotliegenden sind insgesamt feinkörniger als jene des Oberrotliegenden. FALKE (1971a) nimmt für das Unterrotliegende fluviatile und limnische Entstehung an. Die Ablagerungsfazies ist gekennzeichnet durch Seen oder Seenplatten mit breiten Flußläufen und einer verhältnismäßig reichen Tier- und Pflanzenwelt. Der hohe Gehalt an organischen Substanzen mancher Schichtglieder des Unterrotliegenden, z.B. der bituminösen Schiefer im Saar-Nahe-Trog oder der kohligten Tonsteine in der Baden-Badener Senke, sprechen für gemäßigte, lebensfreundliche Bedingungen. Das Klima des Unterrotliegenden wird als zeitweilig humid, sonst trocken betrachtet (FALKE, 1971a). Das Unterrotliegende verbindet das durch feuchtes Klima ge-

kennzeichnete Oberkarbon mit dem unter aridem Klima abgelagerten Oberrotliegenden. Das Einsetzen von Grobsedimenten gegen Ende des Unterrotliegenden spricht für eine Reliefverstärkung, die mit Vulkanismus und tektonischen Bewegungen verbunden ist.

Zwischen den frühen Unterrotliegendenvorkommen des Schwarzwaldes und der Vogesen und jenen am Ostrand der Vindelizischen Schwelle scheint keine Verbindung bestanden zu haben (Abb. 8 und 9). Es ist wahrscheinlich, daß die Sedimente nur auf schmale Tröge beschränkt gewesen sind.

Im Oberrotliegenden wird das Klima arid, zunehmende tektonische Bewegungen bewirken eine Absenkung und Ausweitung der Tröge, neue Ablagerungsräume kommen hinzu (Abb. 10). An den Beckenrändern bilden sich Schwemmfächer aus roten Grobsedimenten. Es werden vorwiegend

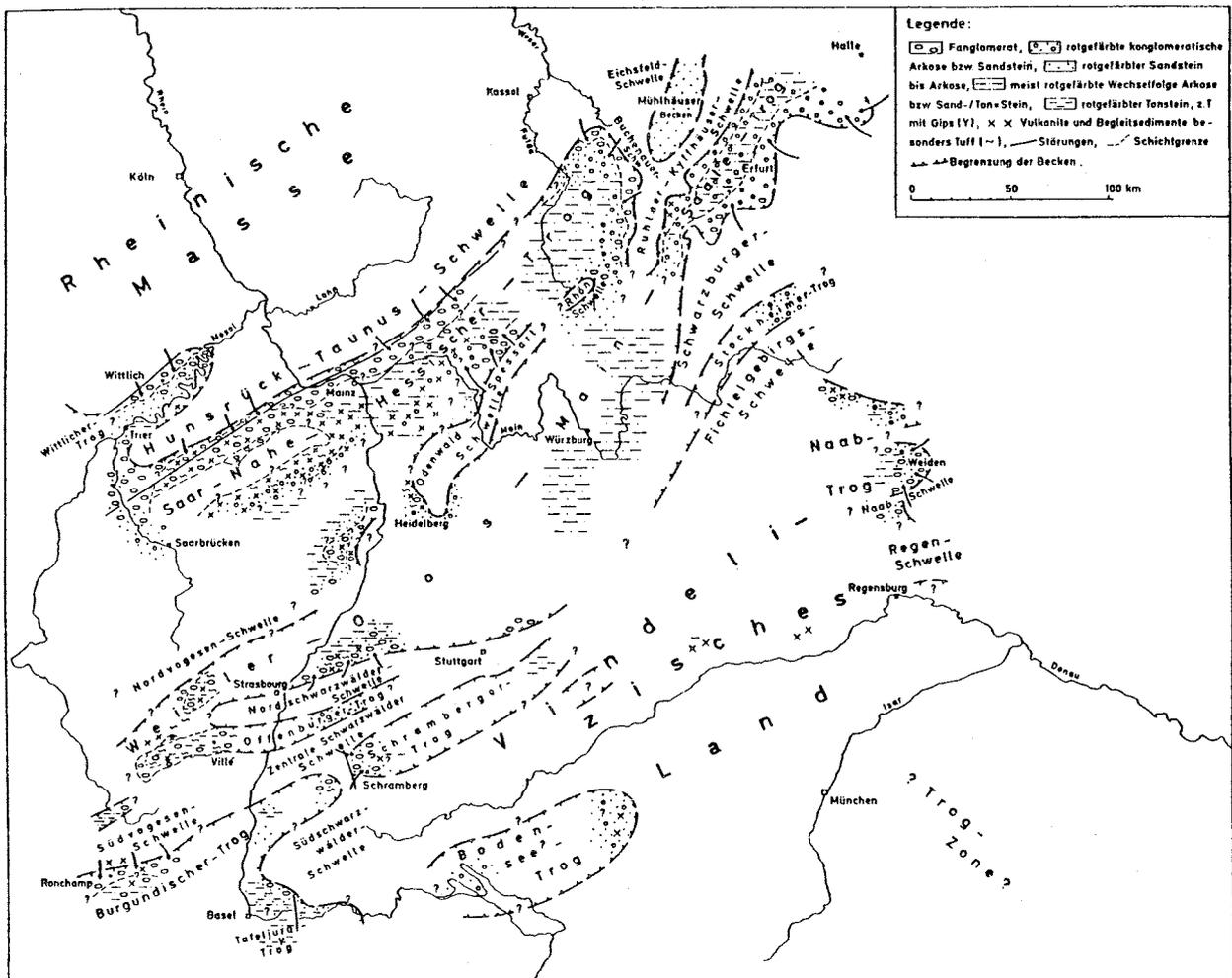


Abb. 10: Die Paläogeographie Süddeutschlands zur Zeit des Oberrotliegenden (→ = Schüttungsrichtungen; aus FALKE, 1971a).

fanglomeratische, fossilfreie Sedimente geschüttet, in die mächtige Vulkanite eingeschaltet sein können. Lokal treten Evaporite auf. Im Verlauf des Oberrotliegenden werden Verbindungen zwischen den NE-SW-streichenden Becken hergestellt, von denen die Saar-Nahe-Hessische-Senke und der Weiler-Oos-Saale-Trog am weitesten ausgedehnt sind. Ob der Schramberger Trog mit dem Becken von Ronchamps verbunden war, ist heute noch unklar. Der Bodensee-Trog erstreckte sich wahrscheinlich weit nach Südwesten über den Tafeljuratrog in die Nordwestschweiz. Durch die kürzlich abgeteufte Bohrung Riniken ist ein mächtiger Karbontrog in der Nordwestschweiz nachgewiesen worden. Der seit dem Stefan-Autun aktive Vulkanismus erzeugte in den Trögen ein Lokalrelief, das zu dem starken Fazieswechsel der Sedimente beitrug. Auch im Oberrotliegenden kommt es örtlich zur Bildung von limnischen Sedimenten (Acanthodes Bank, andere fossilführende Schichten im Saar-Nahe-Trog) mit Muscheln und Ostracoden. Lebensspuren beweisen, daß die Bedingungen nicht völlig lebensfeindlich gewesen sein können. Das Trockenklima muß von episodischen, starken Regenfällen unterbrochen worden sein, durch welche der Verwitterungsschutt aus dem Grundgebirge in die ausgetrockneten Flußbetten (Wadis) durch Sturzbäche und Sturzfluten und schließlich weit in den Ablagerungsraum transportiert wurde. In abflußlosen Endseen versickert das Wasser. Durch Eindunstung von lokalen Tümpeln entstanden Gips- und Anhydritlagen. Es bestand ein engräumiges Nebeneinander von Aufschüttungs- und Abtragungsgebieten, in welchen eine geschlossene Pflanzendecke und ein permanentes Entwässerungssystem fehlten.

Im Verlauf des Rotliegenden wurde das variskische Gebirge stark eingerumpft und die Becken aufgefüllt.

Im Thuringium überflutet das Zechsteinmeer das weitgehend eingeebnete Oberrotliegendgebiet (Abb. 11); seine Küstenlinie verläuft parallel zum Nordrand der Vindelizischen Schwelle. Die jüngsten Rotliegendablagerungen entsprechen wahrscheinlich den marinen Zechsteinsedimenten; sie sind gekennzeichnet durch Evaporiteinschaltungen, zu denen der Karneoldolomithorizont mit seinen Dolomit- und Anhydriteinschlüssen gehört, sowie von Dünenbildungen (Kreuznacher Sandstein), Zeugen eines ariden Klimas. KÄDING (1978) konnte mit Hilfe von "Gamma-Ray-Logs" Sedimente aus dem Grenzbereich Perm/Trias dem Zechstein zuweisen. Aufgrund gesteinsmagnetischer Messungen

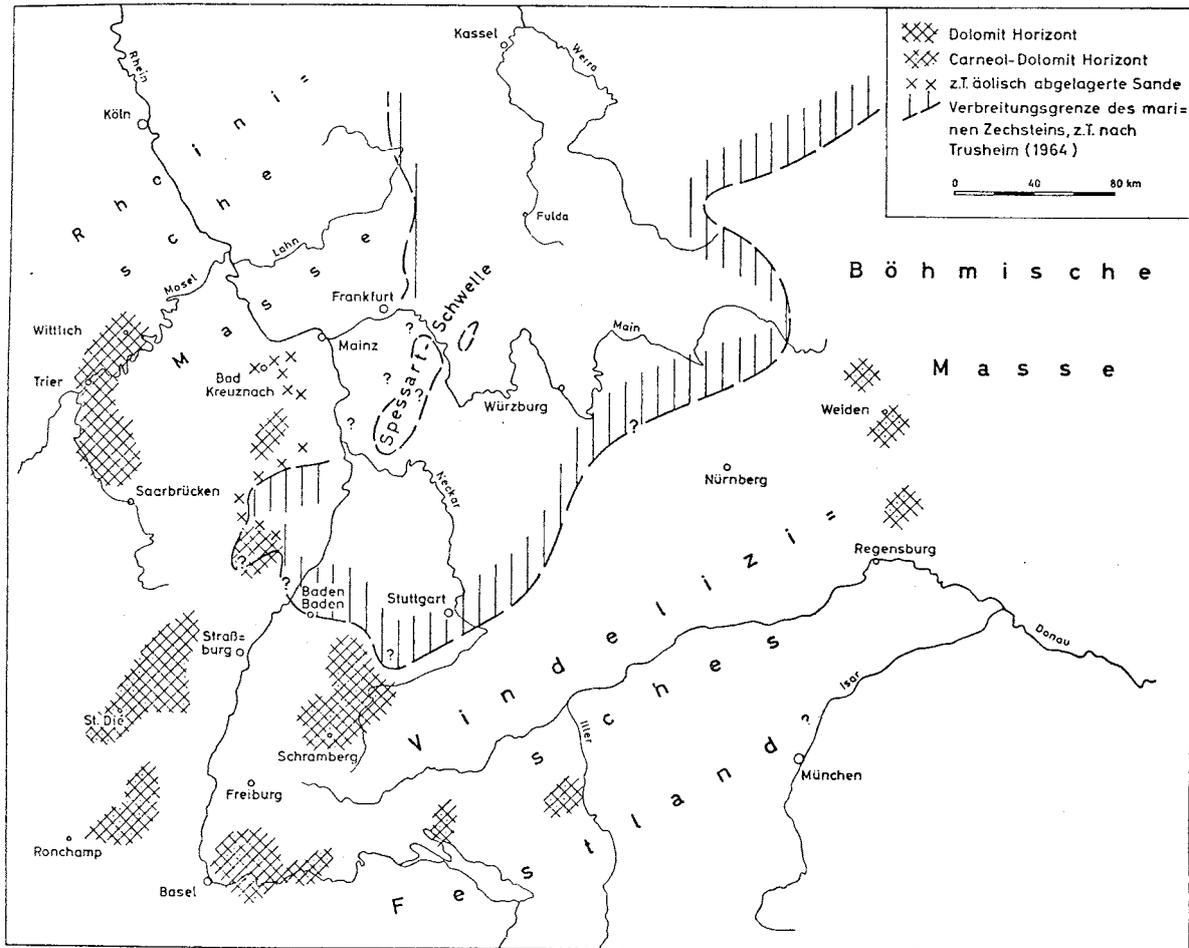


Abb. 11: Die vermutete Grenze des Zechsteinmeeres und die wichtigsten Vorkommen von terrestrischer Rotfazies mit Carneoldolomit-horizont und Dünenbildung in Süddeutschland (aus FALKE, 1971a).

permischer Sedimente ordnete DACHROTH (1976) den Carneoldolomithorizont und Teile des unteren Buntsandsteins dem Thuringium zu.

1.4 GEOLOGIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES: DIE SCHWARZ- WÄLDER ROTLIEGENDTRÖGE

1.4.1 DER OOS-KRAICHGAU-TROG

Der Oos-Kraichgau-Trog ist ein Teil der Arroux-Oos-Saale-Katzbach-Senke (Großzone der Undation; STILLE, 1928), die sich von Autun im französischen Zentralmassiv über die mittleren Vogesen (Weiler- und Breuschtal), den Baden-Badener Raum, das Kochergebiet über Thüringen nach Niederschlesien erstreckt.

1.4.1.1 DER KRAICHGAU-TROG

Im Rahmen der Suche nach Steinkohlen, Mineralwässern, Salzlagern und in den 50er und 60er Jahren nach Kohlenwasserstoffen wurde der Kraichgau-Trog durch Bohrungen erschlossen. Durch eine Reihe von Tiefbohrungen wurde die Ausdehnung des Troges bekannt (Abb. 2). Er erstreckt sich zwischen der Nordschwarzwaldschwelle im Südwesten und der Odenwald-Spessart-Schwelle im Nordosten. Gemessen an den anderen Rotliegendträgen Südwestdeutschlands ist er relativ breit, so daß eine mehrfache Längsgliederung durch SW-NE-streichende Teilschwellen wahrscheinlich war. Bestätigt wird diese Vermutung durch die unterschiedlichen Mächtigkeiten des Rotliegenden in den Bohrungen und durch reflexionsseismische, gravimetrische und magnetische Vermessungen (TRUSHEIM, 1964) in den 50er Jahren. Der Trog wird von mehreren NW-streichenden Teilschwellen unterbrochen, so z.B. der Ries-Tauber-Schwelle im Raum Ingelfingen-Boxberg und dem Kissinger Sattel. Der Trog wird im Osten durch die Fichtelgebirgs- und die Schwarzbürgerschwelle begrenzt, die NE streichen; zwischen ihnen befindet sich der Stockheimer Trog, in dem das Rotliegende 800 bis 1 050 m Mächtig-

keit erreicht (FALKE, 1971a; Abb. 10). Nach NE setzt sich der Kraichgau-Trog über das Maingebiet in den Saale-Trog fort; im Südwesten gliedert sich ihm der Oos-Trog an, der über die Grabenschultern mit dem Weiler-Trog verbunden ist. Letzterer wird von einem westlichen Ausläufer der Nordschwarzwaldschwelle und der Nordvogelschwelle begrenzt. Der präpermische Sockel des Kraichgau-Troges ist bis auf 1 500 m NN versenkt, was durch die Bohrungen Volkach 1 und Rannungen 1 in Franken nachgewiesen wurde (Abb. 12). Das tektonische Gefälle vom Top der Spessart-Schwelle bis zur Achse der Kraichgau-Senke beträgt rund 1 800 m auf eine Entfernung von 60 km; bis zum Top des Fichtelgebirges steigt der präpermische Sockel auf 1 300 m gegenüber der Trogachse an.



Abb. 12: Verbreitung und Paläogeographie des Rotliegendes in Süddeutschland (aus EMMERT, 1981).

Die wenigen Tiefenaufschlüsse reichen nicht zur Klärung der regionalen Zusammenhänge des präpermischen Untergrundes des Kraichgau-Troges aus. Südwestlich des heutigen Beckenzentrums unterlagern das Perm noch altpaläozoische Sedimente, die schräggestellt sind, oder saiger stehen und geschiefert sind. In der Bohrung Boxberg 1 wurden quarzitisches Tonschiefer und Quarzitschiefer angetroffen, die den Frauenbachschichten des Tremadoc gleichgestellt werden (TRUSHEIM, 1964). Die Bohrung Ingelfingen durchteuft rötliche Tonschiefer und dunkle Kalke, denen unterkarbonisches (Kulm) oder devonisches Alter zugeschrieben wird; die Bohrung Eltmann 1 erschloß devonische Sedimente. Auf dem südlich anschließenden Schwellenrand liegt die Bohrung Windsheim mit Oberdevon. Nach Nordwesten schließen sich an das Paläozoikum Tiefengesteine an, der Syenit im Liegenden der Bohrung Volkach 1 und ein grobkörniger Granit in der Bohrung Kissingen-Wehrhaus; bis heute ist noch unklar, ob diese Gesteine zur Südost-Flanke der Rhön gehören, die ebenfalls aus Tiefengesteinen aufgebaut wird. In der Bohrung Allmersbach B1, die dem Nordrand der Süddeutschen Hauptschwelle aufsitzt, besteht der Untergrund aus gefaltetem Biotitgneis. Der Bereich gehört nach CARLÉ & WURM (1971) zum Schwellengebiet südlich des Saxothuringikum, das zwischen der Mitteldeutschen Geantiklinalen und dem Moldanubikum einsank; zu diesem Sedimentationsbereich gehört auch das Nordschwarzwälder Paläozoikum.

Nach TRUSHEIM (1964) war die präpermische Landoberfläche eine Fastebene. Auf den Schwellen muß ein Relief von Kuppen aus widerstandsfähigeren Gesteinen bestanden haben, denen Ausräumungszonen zwischengeschaltet waren. Das Rotliegende des Kraichgau-Troges besteht auf den Schwellenrändern aus Konglomeraten, Fanglomeraten und Brekzien, die zum Beckenzentrum hin in eine Wechsellagerung von Sand-, Silt- und Tonsteinen übergehen; sie führen selten Anhydritschnüre und -knollen; Tonscherben, -gerölle und Trockenrisse kommen gelegentlich vor. Aus der Bohrung Rannungen 1 werden Karbonatvorkommen beschrieben, deren organogene Entstehung möglich ist. Die Sedimente des Rotliegenden sind überwiegend aquatisch transportiert, wobei äolische Einflüsse nicht ganz ausgeschlossen werden können (Windkanter!). Es kam nirgends zu mächtigen Evaporitabscheidungen.

In den psephitischen Ablagerungen findet man saure bis intermediäre Eruptivgesteinsgerölle (Quarzporphyr/-tuff, Porphyr, Mandelsteinporphyr, Porphyrit), die über das gesamte Rotliegendprofil verteilt sind. Basische Vulkanite kommen in der Bohrung Rannungen 1 als Bruchstücke aus Andesit, Basalt, Phonolith und in der Bohrung Kissingen-Wehrhaus aus Melaphyr vor. Demnach ist es sehr wahrscheinlich, daß auch im Kraichgau-Trog, ebenso wie im Saar-Nahe-Trog, Melaphyre vorkommen (TRUSHEIM, 1964); bisher sind jedoch keine anstehenden Effusivgesteine aus Bohrungen des Kraichgau-Troges gefunden worden; lediglich Tuffe und Tuffite wurden durchteuft.

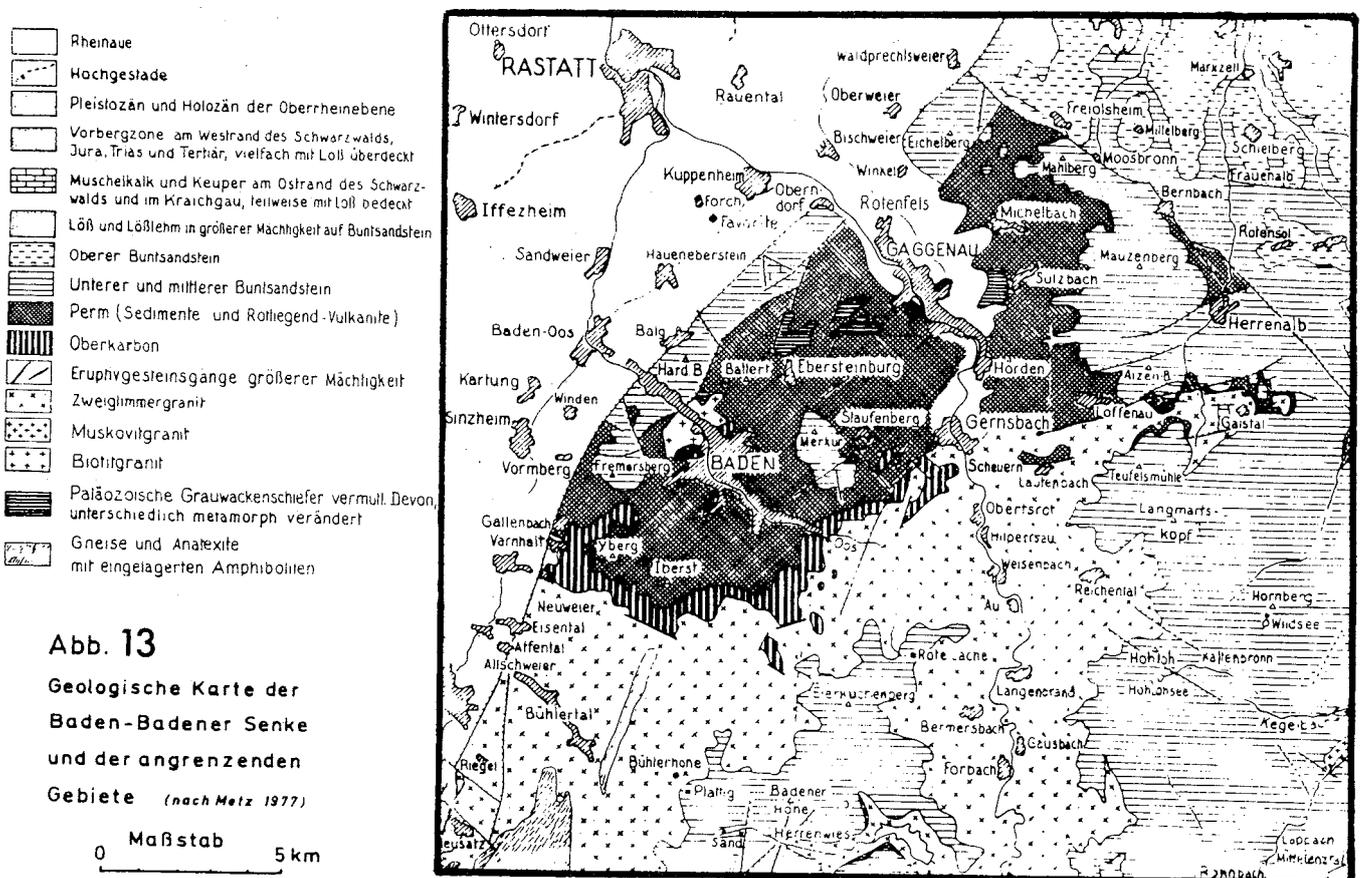
Zwischen dem Unterrotliegenden und der präpermischen Landoberfläche besteht eine deutliche Winkeldiskordanz. Konkordanz herrscht dort, wo oberkarbonische Schichten das Autun unterlagern.

Zwischen Rotliegendem und Zechstein schaltet sich im Trog Weißliegendes ein, ein heller, karbonatführender Sandstein, der zwischen 3 und 40 m mächtig werden kann. Er kommt bevorzugt an den Rändern der Schwellen, aber nicht in zentralen Beckenteilen vor. TRUSHEIM (1964) hält ihn für ein äolisches Sediment, dessen aquatische Umlagerung nicht ausgeschlossen ist. Hinsichtlich der stratigraphischen Stellung des Weißliegenden bestehen unterschiedliche Auffassungen; es wird sowohl zum unteren als auch zum oberen Perm gerechnet.

Über das Weißliegende transgredierte das Zechsteinmeer, das bis zum Nordschwarzwaldrand vordringen konnte. Über dem marinen Zechstein lagern sich Trias und Jura ab. Die jüngsten, heute noch anstehenden Schichten des Mesozoikums kommen in der Langenbrückener Senke im Kraichgau vor, wo der Opalinuston des Braunjura alpha aufgeschlossen ist.

1.4.1.2 DIE BADEN-BADENER SENKE (OOS-TROG)

Die Baden-Badener Senke verläuft ca. 20 km parallel zum NE-Rand des Nordschwarzwälder Granitmassivs in SE-NW-Richtung. Ihre Breite beträgt zwischen 5 km im SW und 10 km im NE. Sie wird im W von der Schwarzwaldrandverwerfung, im S durch die Gernsbacher Verwerfungszone und im E und N durch die Bernbacher Störungszone begrenzt (Abb. 13). Die mit klastischen Permokarbon-Sedimenten und sauren Vulkaniten gefüllte Depression wird in zwei parallel streichende Teilsenken gegliedert, die durch eine Hochzone, den Battert, getrennt werden. In der nördlichen Rotenfelser Teilsenke treten Unter- und Oberrotliegendklastite, altpaläozoische Schiefer und Gneise(?) zutage. Der Battert besteht aus Friesenberggranit und Gneisanatexiten sowie paläozoischen Metamorphiten. In der südlich anschließenden Lichtentaler Senke tritt die gesamte jungpaläozoische Abfolge vom Stefan bis zum Oberrotliegenden zutage.



In der Rotenfelser Senke fehlen die Stefanablagerungen, weil dieser Teiltrog erst im Perm an den in sich abgeschlossenen südlichen Oberkarbontrog angegliedert wurde (SCHNEIDER, 1966). Im Gebiet von Laach-Weiler in den Nordvogesen treten einzelne Schollen von kohleführendem Stefan zutage, die dafür sprechen, daß im Oberkarbon eine in sich gegliederte Senke von Laach über das heutige Oberrheingebiet nach Baden-Baden bestanden hat, wie man es auch für die weiter im Süden des Schwarzwaldes gelegene St. Pilt-Offenburger-Trogzone annimmt (FALKE, 1971b). Das Material für die Stefansedimente wurde überwiegend vom Nordschwarzwälder Granitmassiv, untergeordnet von der Battered-Hochzone, geliefert. "Alluvial fan"-Sedimentation, wechselnde Schüttungen und beckeninterne Umlagerungen verursachen einen ständigen Fazieswechsel; in Zeiten größerer Absenkungsgeschwindigkeiten und entsprechend starkem Relief werden Konglomerate und Sandsteine abgelagert, in Zeiten relativer Ruhe bilden sich bei humidem Klima Brandschiefer (SESSLER, 1979) und durch Verlandung von Endseen geringmächtige Kohleflözchen.

Die in den Schichten enthaltenen Fossilien sind Pflanzenreste, die jedoch wegen ihrer Langlebigkeit zur zeitlichen Einstufung der Sedimente nicht geeignet sind. Zur Frage der zeitlichen Einstufung des Baden-Badener Oberkarbons siehe FRENTZEN (1931), HESS et al. (1983), HOLUB (1977) und SCHNEIDER (1966).

Die Sedimentation geht vom Stefan kontinuierlich ins Rotliegende über, wobei sich der Trog im Perm bei fortschreitender Senkung ständig ausweitet. Insgesamt kommen mehr als 250 m Stefan (METZ, 1977) und rund 850 m Rotliegendes zur Ablagerung (BACKFISCH, 1981). Im Rotliegenden werden rhyolitische Laven und Tuffe gefördert. Die effusiven Prozesse sind Ausdruck für weit verbreitete Krustenbewegungen, durch die ein lokales Relief entsteht und die zu einer internen Gliederung der Senke in Schwellen und Mulden führen. Permische Fanglomerate, Porphyrschutt und feinklastisches Material, zum Teil aus beckeninternen Liefergebieten stammend, verzahnen sich mit vulkanischen Effusionsprodukten. Für eine starke vulkanische Fernwirkung sprechen Tuffe, Tuffite und Sandsteine mit vulkanischen Auswurfprodukten, deren Herdgebiet vermutlich im SW (Gallenbach, Yberg) des Oostroges lagen. Die vulkanischen Vorgänge begannen schon im Oberkarbon (HESS et al., 1983) mit Tufferuptionen; im Unterrotliegenden wird der Gallenbacher Porphyry gefördert, im Oberrotliegenden die Pinitporphyre.

Im nördlichen Teilbereich der Senke sollen terrestrische Äquivalente des Zechsteins abgelagert worden sein (SCHNEIDER, 1966).

Über diese kontinentale Abfolge transgrediert der Buntsandstein und gleicht das spätpermische Relief aus. Die tektonische Formung des Troges war bereits an der Wende Paläozoikum/Mesozoikum im wesentlichen vollendet. Die postvariskische und tertiäre Rheingraben-tektonik überprägten die Senke nur noch bruchtektonisch.

1.4.2 DER SCHRAMBERGER TROG

Der Schramberger Permokarbondrog ist durch eine Reihe von Tiefbohrungen nachgewiesen (Schramberg 1, Sulz, Oberndorf, Dettingen, Dunningen, Albershausen, Überkingen, Urach 3). Er erstreckt sich über 300 km von Schramberg im W nach NE über die Ries-Tauber-Schwelle und geht im E in den Naab-Trog über (Abb. 10). Er wird im W durch die Schramberger Hauptverwerfung, eine fast vertikale Abschiebung, begrenzt. Im N und NE bildet die Zentralschwarzwälder Schwelle, die sich nach NE zu mit der Nordschwarzwälder Schwelle vereinigt, die Grenze; zwischen Horb a.N. und Nürtingen erstreckt sich die 140 km lange WSW-ENE-streichende Bebenhäuser Störungszone, ein Teil des schwäbischen Lineaments. Sie bildet den Nordrand der Senke in diesem Abschnitt (BREYER, 1956/57; CARLÉ, 1958/59) (Abb. 14). Im Süden grenzt der Trog an den kristallinen Sockel des vindelizischen Landes. Die NW-SE-streichende Schramberger Hauptverwerfung besitzt eine Sprunghöhe von 570 m und ist während der gesamten Rotliegendzeit aktiv gewesen (LEIBER & MÜNZING, 1979). Bei Schramberg streicht das Jungpaläozoikum an der Oberfläche aus (BRÄUHÄUSER, 1933; BRÄUHÄUSER & SAUER, 1971). Diese Vorkommen, nach denen der Trog seinen Namen hat, haben schon früh das Interesse der Geologen auf sich gelenkt, weil in ihrem Liegenden geringmächtige Kohlevorkommen auftreten (ECK, 1887). Die Mächtigkeit des Jungpaläozoikums des Schramberger Troges wurde im letzten Jahrhundert durch Aufschlußbohrungen auf Steinkohle bekannt; so durchteufte die Bohrung Sulz, die 1889-1890 niedergebracht wurde, 636 m Rotliegendes (FRAAS, 1889; SCHMIDT, 1931). Sie ist noch heute

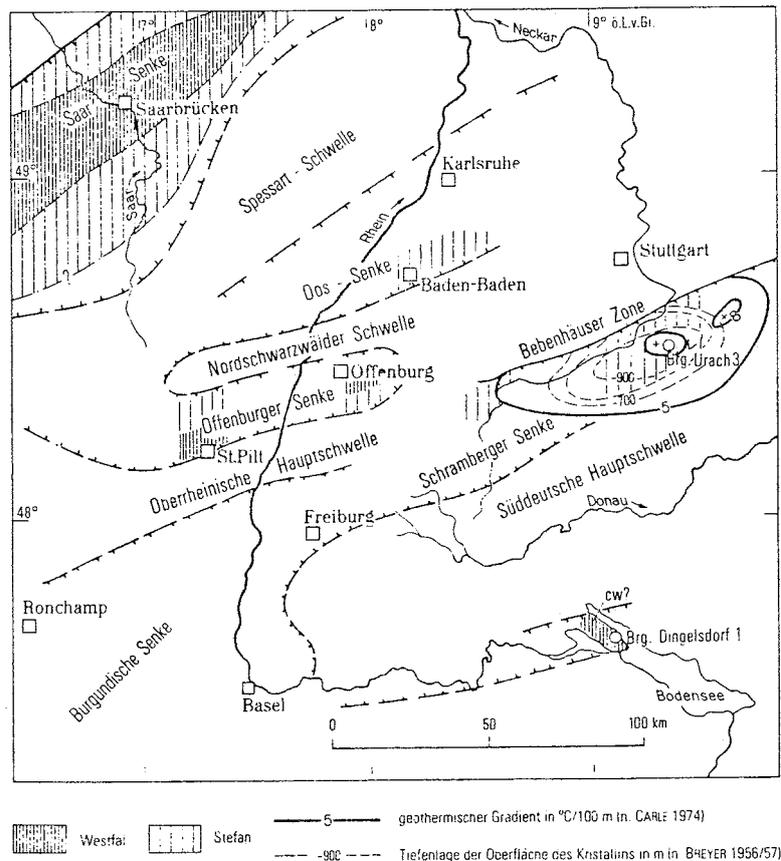


Abb. 14: Lage der Uracher Wärmeanomalie (aus BUNTEBARTH et al., 1979).

eine der Bohrungen mit den mächtigsten unterpermischen Ablagerungen im Schramberger Trog. Im Profil der Forschungsbohrung Urach 3 sind 580 m permische Sedimente enthalten (DIETRICH, 1982). Die unterschiedlichen Mächtigkeiten des unteren Perms in den Bohrungen sprechen auch im Schramberger Trog für eine Untergliederung in Becken und Schwellen. Diese Annahme wird auch durch die Uracher Mulde bestätigt, ein wichtiges tektonisches Element im mittleren Teil des Troges. Sie fällt mit der 86 km langen Wärmeanomalie von Neuffen-Urach zusammen, wenn man den geothermischen Gradienten von 5 °C/100 m zugrunde legt (CARLÉ, 1974). Die Mulde streicht WSW-ENE und zeichnet die Form des jungpaläozoischen Troges nach, der dort ins kristalline Basement eingebettet ist (Abb. 15; SCHÄDEL, 1982). Die Mulde wird im N von der Bebenhäuser Zone, im E von rheinisch und eggisch streichenden Brüchen begrenzt (BUNTEBARTH et al., 1979). Sie deckt sich weitgehend mit dem Kirchheim-Uracher-Vulkangebiet.

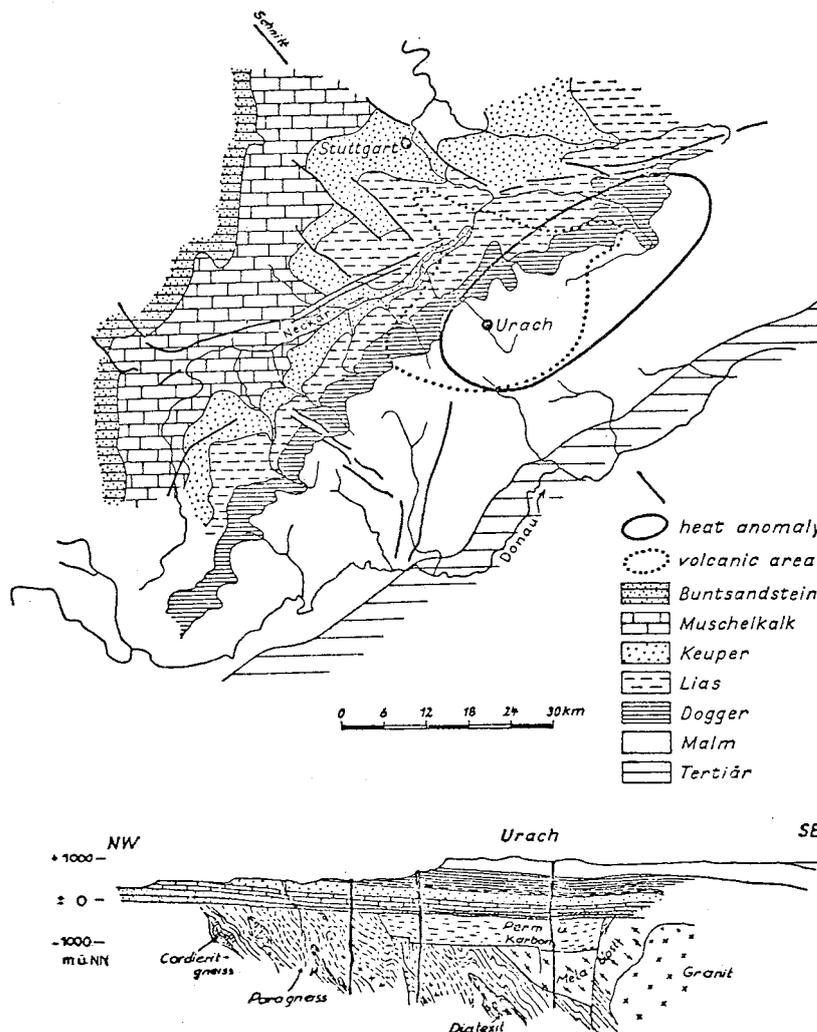


Abb. 15: Geologische Übersichtskarte der Region um Urach mit einem Querprofil von NW nach SE durch den zentralen Bereich der Wärmeanomalie (aus SCHÄDEL, 1982).

Nach E, in Richtung auf die Riesschwelle, nimmt die Mächtigkeit des Rotliegenden ab, setzt aber östlich davon im Tal der Altmühl in der Bohrung Treuchtlingen mit 115 m wieder ein (Abb. 12). Wie die Verbindung zwischen Schramberger und Naab-Trog aussieht, ist heute noch unbekannt. Im Bereich des östlichen Schwarzwaldrandes in der Umgebung von Schramberg, Aichhalden und Schiltach sind viele Rotliegendevorkommen nur dadurch der Verwitterung und Abtragung entgangen, weil sie in grabenförmigen Vertiefungen entlang von Störungen im Grundgebirge eingesunken sind (BRÄUHAUSER, 1933).

Das kristalline Basement im Trog wurde durch die Bohrung Urach 3 aufgeschlossen. Es gehört zur moldanubischen Zone des variskischen Gebirges und besteht aus Metablastiten (Orthogneisen), Metatexiten (Paragneisen) und Diatexiten (Glimmersyeniten, Quarz-Monzoniten), granatführenden Cordieritgneisen, Körnelgneisen und Granitgängen; die metamorphen Gesteine sind gefaltet (SCHÄDEL, 1982). Zwischen dem präpermischen Untergrund und dem sedimentären Jungpaläozoikum besteht eine Diskordanz. Die Schichtenfolge des Jungpaläozoikums wurde neuerdings lückenlos durch die Bohrung Urach 3 aufgeschlossen. Zwischen Rotliegendem und Kristallin schaltet sich noch Oberkarbon ein, das aufgrund von palynologischen Untersuchungen ins mittlere Stefan gestellt wurde (BUNTEBARTH et al., 1979). Zwischen Oberkarbon und unterem Perm befindet sich demnach eine Schichtlücke. Das Alter der kohleführenden Schichten, die am Bahnhof von Schramberg austreichen, ist nicht gesichert, da alle Pflanzenreste, die für eine biostratigraphische Datierung herangezogen wurden, auch im Unterrotliegenden vorkommen (LEIBER & MÜNZING, 1979).

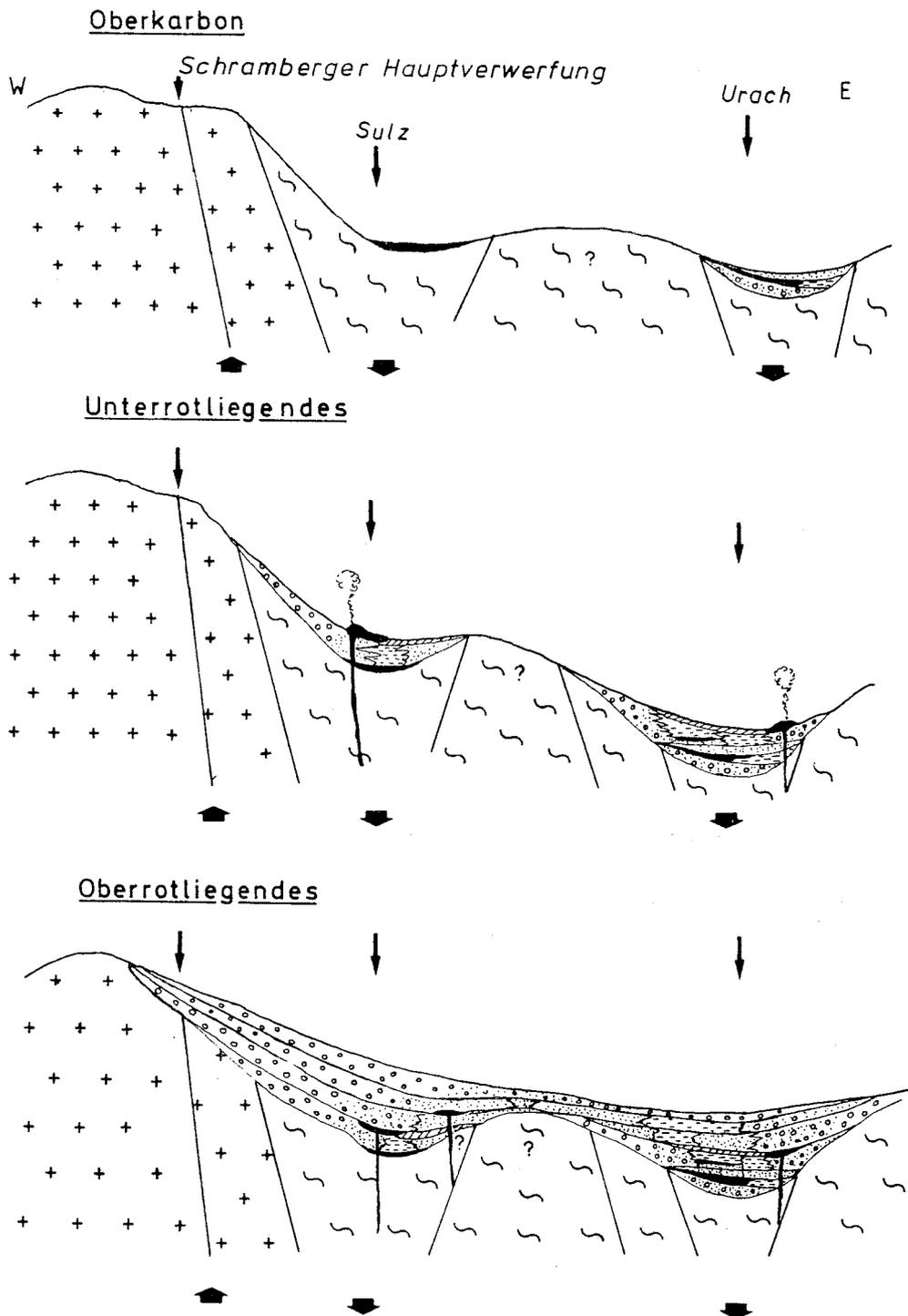
Profilkorrelationen zwischen den Bohrungen Albershausen, Urach und Upflamör ergaben, daß der Oberkarbontrog weit geringere Ausdehnung besaß, als der spätere Rotliegendetrog (DIETRICH, 1982). Diese Tatsache deckt sich mit den Beobachtungen in den anderen Rotliegendetrogen Südwestdeutschlands, die erst im Autun-Saxon eine starke Ausweitung erfuhren.

Die Entwicklung des Schramberger Troges soll anhand eines Schemas erläutert werden (Abb. 16). Die Profillinie verläuft südlich von Schramberg über Sulz nach Urach, so daß die Oberkarbonvorkommen von Schramberg nicht mehr angeschnitten werden.

Über stefanischen Sedimenten der Uracher Mulde und kohligen, bituminösen Schichten in Sulz, deren stratigraphische Stellung nicht gesichert ist, liegt konkordant das Unterrotliegende, das in seinem unteren Teil einen grauen, kohligen Abschnitt mit klastischen Ablagerungen besitzt, der zum Hangenden in rote Sedimente übergeht. Charakteristisch für das Autun des Schramberger Troges sind die sauren Eruptiva, wie Quarzporphyre, Ignimbrite(?) und Tuffe (Bohrungen Oberndorf, Sulz und Urach 3).

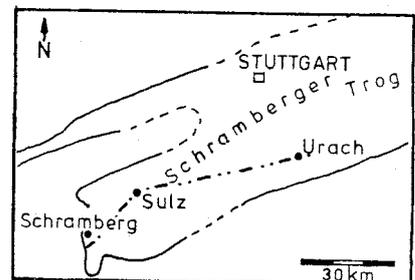
Abb.16: Die Entwicklung des Schramberger-Troges (Schema)

S.BACKFISCH 1984



- Tuff
- Quarzporphyr
- Fanglomerat
- Fanglomerat/Sandstein-Wechsellagerung
- Sandstein/Siltstein-Wechsellagerung
- Tonstein
- kohliger Tonstein
- Granit
- metamorphes Paläozoikum
- Hebung und Senkung

100 m | 10 km



Das Oberrotliegende überlagert das Unterrotliegende in Schramberg konkordant; in Urach wird die Grenze längs einer Diskordanz gezogen (DIETRICH, 1982). Das Saxon besteht aus grobkörnigem, kantenverrundetem Grundgebirgsschutt und den Abtragungsprodukten der Vulkanite, Tuffite und tuffitischen Sandsteinen; letztere weisen auf vulkanische Aktivitäten zur Zeit des Oberrotliegenden hin. In der Bohrung Sulz sollen ein Quarzporphyr und Porphyrtuffe im Oberrotliegenden erbohrt worden sein (SCHMIDT, 1931).

Windkanter und Dolomitknollen sind in den klastischen Sedimenten verbreitet. Das Oberrotliegende wird konkordant vom Karneoldolomithorizont überlagert, der am Westrand des Schramberger Troges besonders gut ausgebildet ist. Er transgrediert auf das Grundgebirge und auch über die paläozoisch angelegten Störungen (z.B. die Schramberger Hauptverwerfung hinweg (LEIBER & MÜNZING, 1979). Der Karneoldolomithorizont hat bei Schramberg eine Mächtigkeit von 21 m und besteht aus vier Karneolsubhorizonten (RÖPER, 1980). Die jungpaläozoischen Schichten werden von Trias und Jura überlagert. Im Jungtertiär entstanden 330 Tuff- und Basaltschlote im Zentrum der geothermischen Anomalie von Urach (CARLÉ, 1974), der "Schwäbische Vulkan" (CLOOS, 1941). Obwohl heute in der Umgebung von Urach nur noch Braunjura ansteht und der Weißjura abgetragen ist, konnte dessen ehemalige Existenz anhand von Sinkschollen in den Schloten nachgewiesen werden (GEYER & GWINNER, 1968).

1.4.3 DER BODENSEE-TROG

Die paläozoische Geschichte des Alpenvorlandes ist noch wenig bekannt. Im Zuge der Suche nach Öl und Gas ist es in den letzten 35 Jahren durch zahlreiche Tiefbohrungen geologisch erkundet worden. Eine Reihe von Bohrungen erreichten den paläozoischen Sockel und ermöglichten die Rekonstruktion der stratigraphischen und paläogeographischen Entwicklung des Gebietes vom Paläozoikum bis in die Molasse. Wahrscheinlich erstreckte sich in jungpaläozoischer Zeit die kristal-

line Festlandsschwelle des vindelizischen Landes über die ganze Länge des späteren Molassebeckens. Es bildet einen gegen SW vorgreifenden Ausläufer der Böhmisches Masse, der aus Biotitgneisen und Granit aufgebaut wird (HOENES, 1955; LEMCKE, 1978; ROLL, 1952; VOLZ, 1956). Der Granit soll sich in einem 20-40 km breiten nordwestlichen Randstreifen längs der Donau erstrecken und sich entlang des Juras in die Schweiz fortsetzen (BÜCHI et al., 1965), während der überwiegende Teil des vindelizischen Festlandes aus Ortho- und Paragneisen bestehen soll (LEMCKE, 1975). In die breite Schwellenregion haben sich im Oberkarbon und Perm südlich und nördlich der Donau schmale Tröge eingesenkt (Abb. 17). Vom Oberkarbon sind nur noch Reste erhalten geblieben, so daß die Rekonstruktion seiner ursprünglichen Ausdehnung umstritten ist; erzgebirgisches Streichen der Vorkommen im Westteil des Troges gilt als gesichert (LEMCKE, 1973). Der Permokarbondrog im Westen, der Bodenseetrog, ist durch die Bohrung Dingelsdorf 1 besonders gut untersucht worden. Die Vermutung, daß er sich nach Westen oder Südwesten über Basel in den französischen Faltenjura fortsetzt (LEMCKE, 1961) wurde durch neueste Tiefbohrungen in der NW-Schweiz bestätigt. In der Bohrung Riniken stieß man auf Oberkarbon mit bis zu 5 m mächtigen Kohleflözen. Das Oberkarbon von Dingelsdorf besteht aus grauen, grobklastischen und dunklen bis schwarzen Sedimenten mit Kohlespuren.

Im Osten des Alpenvorlandes zieht sich ein Oberkarbonstreifen von Ostbayern über den südöstlichen Teil des später entstandenen Landshut-Neuöttinger Hochs (BERGER, 1959) nach Oberösterreich; es könnte zu einer größeren NW-SE-streichenden Senke gehören (Abb. 12 und 17).

Die paläogeographischen Verhältnisse haben sich im Perm kaum verändert; in das breite, über die Donau nach Norden greifende Schwellengebiet senkten sich verschiedene Innensenken, die die kontinentalen Abtragungsprodukte der kristallinen Hochgebiete aufnahmen (LEMCKE, 1961; EINSELE & SCHÖNENBERG, 1974). In dem im Westen existierenden Bodensee-Trog wurden mehr als 500 m mächtige unterpermische Sedimente abgelagert. Wahrscheinlich setzt er sich in Form einer Restwanne im eingeebneten Grundgebirge bis in den Raum Mönchsrot fort (Abb. 12), wo über Rotliegendem ein 20 m mächtiger Quarzporphyr mit Tufflagen erbohrt wurde (BOIGK, 1981). Rotsedimente mit ähnlichen Vulkaniten

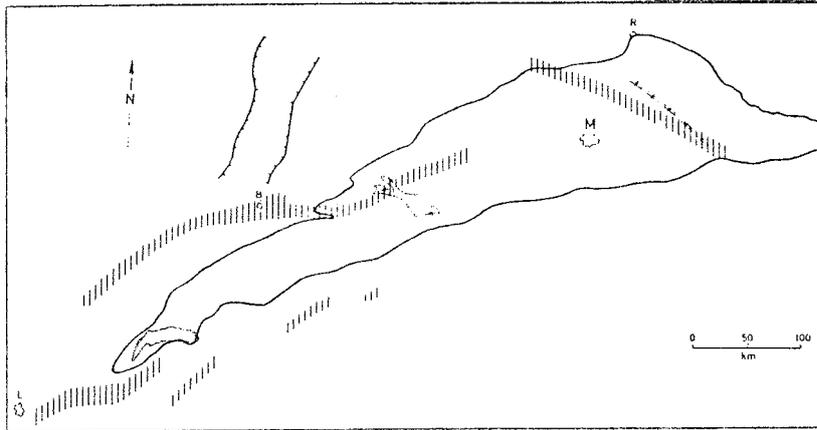


Abb. 17: Die Unterlage des Mesozoikums im nördlichen Alpenvorland und in seiner Umgebung. - Senkrechte Schraffur = mutmaßliche Permo-Karbontröge; ohne Signatur = Granit und Gneis; unterbrochene Doppellinie mit Querstrichen nordöstl. München = heutiges Landshut-Neuöttinger Hoch; Verwerfungssignatur = heutige Randbrüche des Rheintalgrabens; B = Basel, M = München, R = Regensburg (aus LEMCKE, 1975).

stehen in der Bohrung Daiting 1 nördlich der Donau im Fränkischen Jura an (WIRTH, 1969, 1970). Die mögliche Fortsetzung des Rotliegendetrogens in SW-Richtung wird ebenfalls durch die Bohrung Riniken belegt, welche 800 m Unterperm durchteuft. Es handelt sich um die üblichen Rotsedimente, denen Tuffe und Tuffite zwischengeschaltet sind (mündliche Mitteilung von Dr. Diebold, NAGRA Baden, Schweiz).

Das Vindelizische Land trennt im Zechstein das marin-salinare Becken im Norden vom ostalpinen Raum mit den Ablagerungen der Permotrias im Südosten. Auf der Schwelle herrscht weiterhin Abtragung; es kommt zur Ausbildung des Karneoldolomithorizontes. In der Bohrung Giftthal 1, im Ostteil des Alpenvorlandes (Abb. 12), wurden Ablagerungen des tieferen Zechsteins, die durch Sporen belegt sind, angetroffen; sie deuten darauf hin, daß die Schwellenregion östlich marin beeinflusst wurde (LEMCKE, 1978).

Der Buntsandstein beschränkt sich nur auf ein kleineres Gebiet im W des Bodensees, wo er noch in geringer Mächtigkeit erbohrt wurde. Nach BOIGK & SCHÖNEICH (1974) gehören diese terrestrisch-fluviatilen Sedimente bereits zum Ostrand des Burgundischen Troges, dessen SE-

Begrenzung demnach in das Gebiet von Dingelsdorf fällt. Mit der Trias beginnt von W her die nach E fortschreitende Einebnung des Vindelischen Festlandes und seine sukzessive Eindeckung mit mesozoischen Schichten, die dann im Malm zum Abschluß kommt. Die Bodenseeregion wird infolge der Heraushebung des Schwarzwaldes in der Kreide zum Abtragungsgebiet. Im Obereozän wird der Südrand von Mesoeuropa an die alpine Geosynklinale angegliedert, in der die mächtigen Molassesedimente abgelagert wurden.

Bis zur Heraushebung des Schichtkomplexes im Pliozän und Quartär sind die jungpaläozoischen Sedimente mindestens 2 500 m tief versenkt worden (LEMCKE, 1975).

2 DAS UNTERSUCHUNGSMATERIAL: KURZBESCHREIBUNGEN DER BOHRUNGEN

2.1 DIE BOHRUNG STAUFENBERG (T₃A)

Die Bohrung Staufenberg (T₃A) wurde von der Saarberg Interplan Uran GmbH zur Erkundung der Baden-Badener Uranmineralisation bei Staufenberg im südlichen Teil der Baden-Badener Senke niedergebracht. Die Bohrung wurde von BACKFISCH (1981) ausführlich beschrieben (Tab. 8). Die T₃A erreicht eine Endteufe von 920,5 m und erschloß rund 675 m unterpermische Sedimente. Das Unterrotliegende besteht aus einer 105 m mächtigen Serie von klastischen Gesteinen, die durch häufige Fazieswechsel gekennzeichnet sind. Das 570 m mächtige Oberrotliegende der Bohrung konnte in zwei große Schuttfächer gegliedert werden, die mit Tuffen im Liegenden einsetzen, dann von tuffitischen Schuttströmen überlagert werden, welche zum Hangenden in Fanglomerate, schließlich in Sandsteine und Siltsteine übergehen (Abb. 36). In den feinklastischen Ablagerungen kommen dünne Gipsbänder vor. Wurmsspuren deuten auf Bodenorganismen und zeitweilige Wasserführung hin (Tf. 1, Bild 7). Trotz der Nähe der Bohrung zu mächtigen Quarzporphyrergüssen (Abb. 18) sind in Staufenberg nur Tuffe, Tuffite und tuffitische Sandsteine angetroffen worden.

Die Klastika sind parallel bis unregelmäßig geschichtet; Rinnenfüllungen (Tf. 1, Bild 3) und seltener Schrägschichtung treten auf. Die Bohrung Staufenberg schließt Sedimente auf, die als "debris-" und "mud-flows" bezeichnet werden (s. Kap. 4.1.1, S. 54).

Insgesamt sind die Sedimente der Bohrung sehr unreif. Das Rotliegende wird aus Absätzen von Verwitterungsschutt gebildet, der nur geringen Sortierungsvorgängen unterlag und das Ausgangsstadium der Reifung bildet.

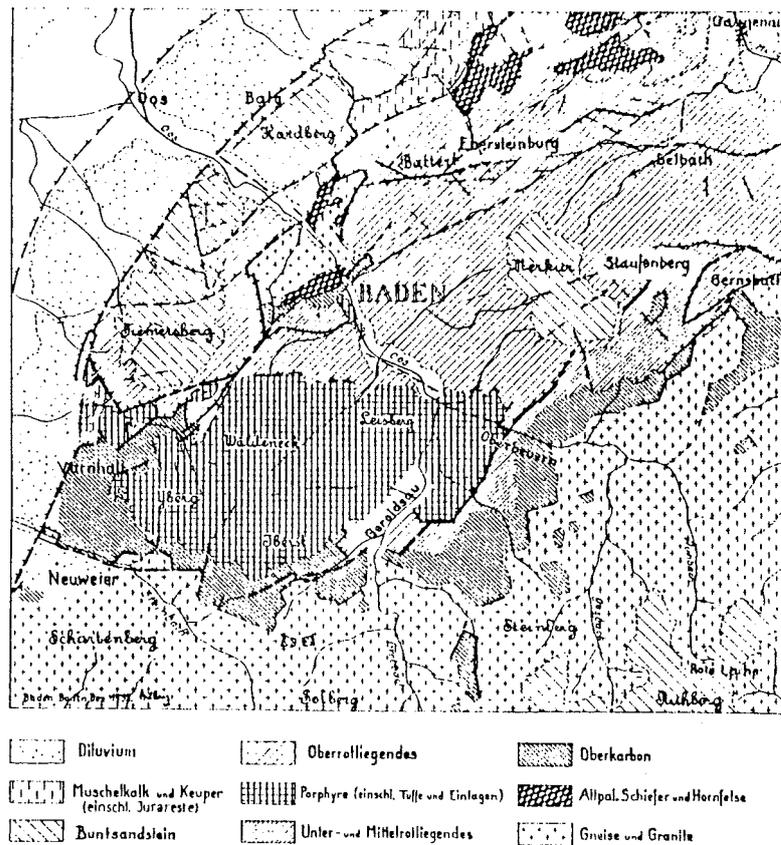


Abb. 18: Geologische Übersichtskarte der Baden-Badener Senke (aus BILHARZ & HASEMANN, 1934).

Tab. 1: Geologisches Profil der Bohrung Staufenberg (T3A)

Lage: Meßtischblatt Baden-Baden Nr. 7215

R = 34 48 696, H = 54 03 089; Höhe über NN = 303 m; Endteufe: 920,54 m.

	Mächtigkeit (m)	Teufe (m)
Quartär	10,00	-10,00
Oberrotliegendes	570,00	-580,00
Unterrotliegendes	105,00	-685,00
Oberkarbon (Stefan)	235,54	-920,54

2.2 DIE BOHRUNG ALLMERSBACH B1

Die Bohrung Allmersbach wurde im Zusammenhang mit der Suche nach Gasspeichern im Großraum Stuttgart von der Ruhrgas AG niedergebracht. Sie durchteuft die mesozoischen und paläozoischen Schichten des ENE-streichenden Sattels von Kleinaspach-Allmersbach und erreicht eine Endteufe von 721 m. Die Kernbeschreibung bezieht sich auf die Angaben von CARLÉ (1970) und CARLÉ & WURM (1971).

Tab. 2: Geologisches Profil der Bohrung Allmersbach B1

Lage: Meßtischblatt Backnang Nr. 7022
R = 35 28 850, H = 54 27 950, Höhe über
NN = 297 m; Endteufe: 721,0 m.

	Mächtigkeit (m)	Teufe (m)
Quartär	7,0	-7,0
Keuper	43,5	-50,5
Muschelkalk	185,5	-236,0
Buntsandstein	342,0	-578,0
Rotliegendes	133,0	-711,0
Kristallin	10,0	-721,0

Die Bohrung setzt im Gipskeuper auf, durchteuft den Lettenkeuper, Muschelkalk, Buntsandstein sowie Rotliegendes und schließt noch 10,0 m kristallines Grundgebirge auf (stark verfalteter Biotitgneis). Das Rotliegende wurde von 578-711 m in einer Mächtigkeit von 133 m erbohrt. Nach der makroskopischen Kernbeschreibung von CARLÉ & WURM (1971) bestehen die oberen 20 m aus mürben, flaserigen, mittel- bis feinkörnigen Sandsteinen von roter Farbe, denen grüngraue bis weißgraue Chalcedonschlieren eingeschaltet sein können (Tab. 10 im Anhang). Stellenweise ist eine enge Wechsellagerung zwischen Sandstei-

nen und geringmächtigen Schlufftonstein-Lagen entwickelt. In roten Sandsteinen kommen Wurmgänge vor. Bei 595 m beginnen Konglomerate, bei 600 m Fanglomerate aus Gangquarz, Quarzit, Granit, Diorit, Gneis, Quarzporphyr, barytischer Gangmasse und Siltton-Scherben. Die Fanglomerate werden mit zunehmender Teufe noch größer. Meist sind die groben Komponenten in roten Sandstein eingelagert. Feldspat-Tafeln und -Splitter machen die grobklastischen Sedimente zu Arkosen. Die Sandsteine sind schräggeschichtet; Windkanter kommen vor. Im Liegenden der Bohrung überwiegen große isolierte Brocken von Biotitgneis und Biotitglimmerschiefern, die aus dem aufgearbeiteten Untergrund stammen.

Die Chalcedonschlieren und -hohlraumfüllungen werden als evaporitische Bildungen, die zum Karneoldolomithorizont gehören, interpretiert. Siltton-Scherben und -Gerölle sprechen für das Trockenfallen von subaquatisch gebildeten Peliten, die dann aufgearbeitet und umgelagert wurden. Kreuz- und Schrägschichtungen kommen bei Rinnensanden vor.

Die Bohrung Allmersbach liegt unweit der im S anschließenden Nordschwarzwaldschwelle (Abb. 2); die geringe Entfernung zum Nordschwarzwälder Grundgebirge läßt unsortierte, wenig gerundete, schuttartige Rotsedimente erwarten. Paläogeographisch gehört der Oos-Kraichgau-Trog ebenso wie das Nordschwarzwälder Paläozoikum zur saxothuringischen Zone. Der in Allmersbach erbohrte Gneis wird der moldanubischen Zone zugerechnet, gehört somit zum Fazieskreis des Schwarzwälder Kristallins (CARLÉ & WURM, 1971). Auf diesem paläozoischen Hochgebiet wurden die Schichten des Rotliegenden abgelagert. Die Mannigfaltigkeit der Grundgebirgsgerölle läßt auf recht unterschiedliche Zusammensetzung des Liefergebietes schließen. Eine exakte Gliederung des grobklastischen Rotliegenden ist nicht möglich; man erkennt jedoch eine Abnahme der Gerölle und der Korngröße vom Liegenden zum Hangenden. Die groben Grundgebirgskomponenten und der starke Verwitterungsgrad der Biotite und Feldspäte, deren Gehalt von unten nach oben im Profil abnimmt, spricht dafür, daß stärker verwitterte Bereiche des Grundgebirges zuerst abgetragen wurden. Der Gehalt an Quarzporphyrgeröllen und die Ausbildung der Sedimente deuten auf eine Fazies und ein Alter hin, welche dem des Oberrotliegenden entsprechen.

Das Oberrotliegende geht in Allmersbach ohne Schichtlücke in den Buntsandstein über. Die geringe Mächtigkeit des Rotliegenden von nur 133 m gegenüber der von Baden-Baden mit 675 m bestätigt, daß sich die Bohrung Allmersbach schon auf der Nordschwarzwald-Schwelle befindet.

2.3 DIE BOHRUNG NEIBSHEIM 1

Die Bohrung Neibsheim zwischen Bruchsal und Bretten, ca. 11 km östlich der Grabenrandverwerfung, liegt mit großer Wahrscheinlichkeit in der Nähe des Beckenzentrums des Oos-Kraichgau-Troges. Sie wurde in den Jahren 1959-1960 von der Preussag AG abgeteuft und durchfährt 621 m Rotliegendes, ohne bei einer Endteufe von 1 341 m die Perm-basis erreicht zu haben. Die Angaben zur Bohrung Neibsheim wurden dem Schichtenverzeichnis von der Preussag entnommen.

Tab. 3: Geologisches Profil des Bohrung Neibsheim 1.

Lage: Meßtischblatt Bretten Nr. 6918; Endteufe: 1 340,7 m.

	Mächtigkeit (m)	Teufe (m)
Löß	3	-3,00
Lößlehm	17	-20,00
Oberer Muschelkalk	28	-48,00
Mittlerer Muschelkalk	58	-106,00
Unterer Muschelkalk	64	-170,00
Buntsandstein	539	ca. 709,00
Zechstein	11	ca. 720,00
Rotliegendes	620,7	-1340,70

Das Rotliegende der Bohrung Neibsheim besteht aus einer Wechselfolge von roten, seltener grünen oder grauen Fein- bis Mittelsandsteinen. In die Sandsteinserie sind eingelagert

- dünne, rote oder graue Tonsteinbänkchen,
- hellgraue, gebleichte Grobmittelsandsteine,
- brekziöse oder fanglomeratische Grobsandsteine.

Die überwiegenden Fein- bis Mittelsandsteine sind fein-schräg- oder kreuzgeschichtet (Tf. 1, Bild 4). Sie können in flaseriger Wechsellagerung mit Tonsteinen vorkommen. In reiner Sandsteinausbildung sind sie kieselig oder dolomitisch zementiert. Klüfte sind calcitisch ausgefüllt; Gipszwischenlagen kommen vor. Die eingeschalteten fanglomeratischen Grobsandsteine sind feingeschichtet. Die kiesgroßen eckigen bis gerundeten Komponenten sind Bruchstücke von Plutoniten aus dem Grundgebirge und den Effusiva des Rotliegenden. Eine Einregelung nach ihren Längsachsen ist nicht zu erkennen. In einigen Sandstein- und Fanglomerathorizonten werden gerundete Bruchstücke aus Sandsteinen, Dolomit und Siltsteinen beobachtet. Diese Kernbeschreibung bezieht sich auf die oberen 468 m des Rotliegendprofil von Neibsheim (Tab. 12 im Anhang). Der liegende Profilabschnitt von 1 188,00 bis 1 340,70 m (Endteufe) besteht fast ausschließlich aus Feinsand-, Silt- und Tonsteinen, die feingeschichtet sind oder in flasriger Wechsellagerung vorliegen. Aus diesem Abschnitt blieben keine Proben erhalten.

2.4 DIE BOHRUNG SULZ

Die Bohrung Sulz wurde 1889-1890 zur Suche nach Steinkohle bei Sulz am Neckar niedergebracht und durchteuft 636 m Rotliegendes. Die Kernbeschreibung stützt sich auf Angaben von SCHMIDT (1931), da von der Bohrung heute nur noch 32 Proben vorhanden sind.

SCHMIDT (1931) unterscheidet zwischen Ober- und Mittelrotliegendem, wobei letzteres unmittelbar auf dem Grundgebirge auflagert. In internationalen Gliederungen wird nur zwischen Unter- und Oberrot-

Tab. 4: Geologisches Profil der Bohrung Sulz.

Lage: Meßtischblatt Sulz Nr. 7617;
Endteufe: 901,0 m.

	Mächtigkeit (m)	Teufe (m)
Quartär	ca. 5,0	-5,0
Mittlerer Muschelkalk	18,0	-23,0
Wellengebirge	54,0	-77,0
Oberer Buntsandstein	37,0	-114,0
Mittlerer Buntsandstein	112,0	-226,0
Unterer Buntsandstein	10,0	-236,0
Rotliegendes	636,0	-872,0
Oberrotliegendes	564,0	-800,0
Unterrotliegendes	72,0	-872,0
Kristallin	29,0	-901,0

liegendem unterschieden. Deshalb wird in Anlehnung an die Neugliederung des Unterperms von Baden-Baden in Unter- und Oberrotliegendes durch SITTIG (1974) auch das Rotliegende von Sulz in Abhängigkeit von seiner faziellen Entwicklung völlig neu in Unter- und Oberrotliegendes unterteilt.

Die noch vorhandenen Proben schließen nur den Teufenbereich von 450 m bis 857 m ein. Proben aus den hangenden 214 m des Oberrotliegenden sind nicht mehr vorhanden (Tab. 14 im Anhang).

Das Liegende über dem Grundgebirge, einem kersantitischen, biotitreichen Plagioklasgestein (SCHMIDT, 1931), bilden graue und schwarze, bituminöse Tonsteine und Mergel mit zwischengeschalteten Sandsteinen und Arkosen. In den Tonsteinen kommen Ostracoden in Steinkernerhaltung vor (Tf. 2, Bild 3 und 4). Die Serie hat eine Mächtigkeit von 32 m. Die folgenden 40 m im Hangenden bestehen aus einer Abfolge von Fanglomeraten, fanglomeratischen Sandsteinen und Sandsteinen, deren bunte Gesteinsfarben und petrographische Ausbildung häufi-

ge Fazieswechsel erkennen lassen. In diese Serie ist ein Tuff eingeschaltet, der eine interessante Erzparagenese enthält (siehe Kap. 4.1.2.8). Der Abschnitt hat große Ähnlichkeit mit dem Unterrotliegenden der Baden-Badener Senke und wird deshalb auch als solches eingestuft.

Die hangenden 350 m werden aufgrund ihrer faziellen Ausbildung ins Oberrotliegende gestellt. Es besteht aus roten Fanglomeraten, Konglomeraten, fanglomeratischen Sandsteinen, tonigen Sandsteinen, Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen, Silt- und Tonsteinen und Karbonatbänken. Bei 490 m soll ein 5 m mächtiger Quarzporphyr durchteuft worden sein, von dem kein Kernmaterial vorliegt. Soweit an den Kernproben erkennbar, sind die Sedimente überwiegend fein- bis mittelkörnig, seltener grobkörnig. Einige Sandsteine sind flaser- und schräggeschichtet, die Tonsteine parallelgeschichtet.

Innerhalb des Oberrotliegendprofils nimmt die Korngröße der klastischen Gesteine vom Liegenden zum Hangenden ab.

2.5 DIE BOHRUNG URACH 3

Die Forschungsbohrung Urach 3 wurde im Zentrum der geothermischen Anomalie von Urach abgeteuft und schließt 580 m permische Sedimente auf. Über das geologische Übersichtprofil der Bohrung berichten BUNTEBARTH et al. (1979), DIETRICH (1982, 1983), DIETRICH & SCHÄDEL (1978) und DIETRICH et al. (1980).

In Urach 3 schalten sich zwischen Grundgebirge und Perm 117 m Oberkarbon ein, welches aufgrund seiner Sporenführung ins mittlere Stefan gestellt wird (BUNTEBARTH et al., 1979). Das untere Perm kann in Unter- und Oberrotliegendes unterteilt werden, wobei das Unterrotliegende durch eine Reihe von Eruptiva, wie Tuffe, Tuffite und Ignimbrite (?), gekennzeichnet ist, die mit Siltsteinen, Sandsteinen und Mergeln wechsellagern. Seine Mächtigkeit beträgt 238 m.

Die gekernten Abschnitte des Oberrotliegenden bestehen aus Peliten sowie roten Tuffiten und tuffitischen Sandsteinen, fanglomera-

Tab. 5: Geologisches Profil der Bohrung Urach 3 (aus DIETRICH, 1982)

Lage: Meßtischblatt Dettingen a.d. Erms Nr. 7422
R = 35 27 652, H = 53 744 30, Höhe über NN =
426 m; Endteufe = 3334,0 m.

	Mächtigkeit (m)	Teufe (m)
Quartär	13,0	-13,0
Dogger	270,0	-283,0
Lias	112,0	-395,0
Keuper	273,0	-668,0
Muschelkalk	175,0	-843,0
Buntsandstein	62,0	-905,0
Rotliegendes	580,0	-1485,0
Oberrotliegendes	342,0	-1247,0
Unterrotliegendes	238,0	-1485,0
Oberkarbon (Stefan)	117,0	-1602,0
Kristallin	1732,0	-3334,0

tischen Sandsteinen, Karbonatablagerungen und untergeordnet Anhydritzwischenlagen. Das Profil hat eine Mächtigkeit von 312 m.

Das Rotliegende von Urach 3 läßt sich in drei Abschnitte gliedern (Tab. 16 im Anhang): Im unteren Abschnitt (I) zwischen 1440 und 1422 m kommen rotgefärbte "mud-flows" mit Calcitsphärolithen und rosafarbene Tuffe vor, darüber folgt der mittlere Abschnitt (II) mit einer pyroklastischen Serie zwischen 1296 und 1260 m - bituminöse vulkanoklastische Kieselgesteine liegen zwischen Mergeln und siltigen Tonsteinen. Im oberen Abschnitt (III) kommen zwischen 1209 und 1200 m feinklastische Sedimente wie karbonatische Silt- und Tonsteine vor, auf die dann zwischen 1082 und 935 m eine vulkanoklastische Serie von roten Tuffiten, tuffitischen Sandsteinen und Sandsteinen folgt. Abschnitt I und II gehören ins Unterrotliegende, Abschnitt III ins Oberrotliegende. Das Rotliegendprofil wird von 30 m mächtigen dolomit- und Karneolführenden Fanglomeraten und Arkosen abgeschlossen, die als Karneoldolomithorizont eingestuft werden (DIETRICH, 1982).

2.6 DIE BOHRUNGEN DINGELSDORF 1 UND 2

Die Beschreibung der Bohrungen Dingelsdorf 1 und 2 wurden dem Schichtenverzeichnis der BEB und LEMCKE & WAGNER (1961) entnommen.

Die Bohrungen stehen im Zusammenhang mit der Suche nach Kohlenwasserstoffen im Alpenvorland. Die Bohrung Dingelsdorf 1 hat das Rotliegende von 1 923,5 bis 2 492,0 m in einer Mächtigkeit von 568,5 m erbohrt. Es überlagert 156 m Oberkarbon, das aufgrund seiner Sporenführung ins Westfal gestellt wird (LEMCKE, 1975). Es zeigt eine Wechsellagerung von grauen Sandsteinen und Tonsteinen mit vereinzelt deutlicher Schrägschichtung. Zwischengeschaltet sind ihnen dünne Bänkchen mit anthrazitischer Magerkohle.

Das Unterrotliegende (Tab. 18 im Anhang) ist 73 m mächtig und besteht aus Wechsellagerungen von roten bis mattbraunen, grünen, grauen und schwarzen Tonsteinen mit weißen bis mittelgrauen Sandsteinen, die quarzige Kleinkiesgerölle, kaolinisierte Feldspäte und lange Glimmerblättchen führen und eine kalkige oder tonige Grundmasse besitzen; an zwischen 2 465,5 und 2 472,7 m entnommenen Proben wurde schwach salziger Geschmack festgestellt (Schichtenverzeichnis BEB), so daß chloridische Porenzemente nicht ausgeschlossen werden können.

Das Oberrotliegende, das eine Mächtigkeit von 495,5 m hat, wird von roten bis weißgrauen Sandsteinen mit hohem Tongehalt gebildet, die mit siltigen, violetten, roten, graugrünen glimmerreichen Tonsteinen bzw. Tonmergeln wechsellagern. Die nicht selten konglomeratischen Sandsteine sind reich an Quarz-, Feldspat- und Granittrümmer, die bis zu 3 cm groß werden können; sie haben eine unsortierte Kornverteilung und teilweise brekziöse Gefüge. Im Hangenden treten zwischen 1 975 und 1 994 m Teufe in Spülproben hohe Anhydritgehalte (bis 25 %) und Dolomitbröckchen auf, Sulfatzemente werden vom Top des Rotliegenden bis in eine Teufe von 2 145 m beschrieben. Letztere durchziehen Tonmergel und Tonsteine als feinste Äderchen; salziger Geschmack der Proben deutet auf Steinsalzgehalt hin. Einige Sandsteine sind karbonatisch zementiert.

Zwischen 1 997 und 2 002,9 m befinden sich nach dem Schichtenverzeichnis der BEB braungraue, harte Knollen, die von weißgrauen Adern unregelmäßig durchsetzt werden, stark verkieselt oder dolomi-

Tab. 6: Geologisches Profil der Bohrung Dingelsdorf 1
(aus LEMCKE & WAGNER, 1961).

Lage: Meßtischblatt Überlingen Nr. 8220
R = 35 10 910, H = 52 88 450, Höhe über NN =
450 m; Endteufe: 2 702,1 m.

	Mächtigkeit (m)	Teufe (m)
Quartär	20,0	-20,0
Tertiär	978,5	-998,5
Malm	427,5	-1426,0
Dogger	173,0	-1599,0
Lias	63,0	-1662,0
Keuper	133,0	-1795,0
Muschelkalk	128,5	-1923,5
Rotliegendes	568,5	-2492,0
Oberrotliegendes	495,5	-2419,0
Unterrotliegendes	73,0	-2492,0
Oberkarbon (Westfal)	156,0	-2648,0
Kristallin	54,1	-2702,1

tisiert sind und einen regelmäßigen, schaligen Bruch aufzeigen. Möglicherweise handelt es sich um Aufarbeitungsprodukte von Kalk- und Kieselkrusten. Zwischen 2 112,7 und 2 113,15 m kommen stecknadelgroße eisenschüssige Konkretionen vor.

In tieferen Teilen des Oberrotliegendprofilis (bei 2 267 m) treten aufgearbeitete, graue und rote Siltsteingerölle auf. Im Kern kommen auch Wühlspuren vor, die bis zu 0,5 cm breit werden können und senkrecht zur Schichtung verlaufen. Die Schichten fallen mit 0-65° ein; sie sind meist bankig oder parallelgeschichtet. Über der kontinentalen Rotliegendabfolge liegt ein 4 m mächtiger Karneol-Anhydrit-Horizont, der vom unteren Muschelkalk diskordant überlagert wird.

Tab. 7: Geologisches Profil der Bohrung Dingelsdorf 2
(Schichtenverzeichnis der BEB).

Lage: Meßtischblatt Überlingen Nr. 8220
R = 35 11 060, H = 52 86 640, Höhe über NN ca.
470 m; Endteufe: 2 088,0 m.

	Mächtigkeit (m)	Teufe (m)
Quartär	40,0	-40,0
Tertiär	1062,5	-1102,5
Malm	475,5	-1578,0
Dogger	176,0	-1754,0
Lias	64,5	-1818,5
Keuper	124,5	-1943,0
Muschelkalk	130,0	-2073,0
Rotliegendes	15,0	-2088,0

Die Aufschlußbohrung Dingelsdorf 2 liegt 1 700 m südlich der Bohrung Dingelsdorf 1; es wurden mit ihr nur 15 m Oberrotliegendes durchteuft, ohne die Basis des Perms zu erreichen. Das Oberrotliegende steht in einer Teufe von 2 073,0 bis 2 088,0 m an (Tab. 20 im Anhang). Es besteht aus rotbraunen Tonsandsteinen ("mud-flows") mit eckigen Quarzgeröllen bis zu einem cm Durchmesser, die häufig von rotbraunem Lack überzogen sind. Die Komponenten sind schlecht gerundet, die Sedimente schlecht sortiert. In einigen Horizonten tritt Karbonatzement auf. Die Schichten fallen mit 10° ein. Das Oberrotliegende ist an seiner Obergrenze stark verkieselt; dieser Horizont wird als Karneol-Anhydrit-Horizont bezeichnet (Schichtenverzeichnis BEB); er greift an seiner Untergrenze taschenförmig in das tonige Oberrotliegende ein. Er setzt sich aus grauen bis grünlichen tonigen Sandsteinen mit olivgrünen Tonfasern zusammen. Dunkelrotbraune Karneolschnüre, schmutzig-weißgraue Karbonatknollen und -knauern, Chalcedon und feine Erzflitter kommen vor; die Sandsteine sind partienweise stark quarzitisches.

3 UNTERSUCHUNGSMETHODEN

3.1 METHODIK DER MAKROSKOPISCHEN KERNBESCHREIBUNG

Soweit das Kernmaterial noch nicht beschrieben war, wurde es in den Kernlagern der Firmen und Institutionen, welche die Proben zur Verfügung stellten, aufgenommen. Bei der makroskopischen Kernbeschreibung, mit Hilfe der Lupe und des Binokulars, wurde das Gestein nach der grob abgemessenen Korngröße in Konglomerat, Fanglomerat, Sand-, Silt- und Tonstein eingeteilt. Der Benennung der Sedimentgesteine nach der Korngröße lag die Skala von FOLK (1974) zugrunde. Neben den Sedimenten wurden auch Tuffe ausgeschieden, die nach der Korngröße gemäß dem Schema von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) in Tuff, Lapillistein und pyroklastische Breccie unterteilt wurden (Abb. 19). Die Probennahme erfolgte sporadisch auf Faziesänderungen, vulkanische Einschaltungen und Besonderheiten.

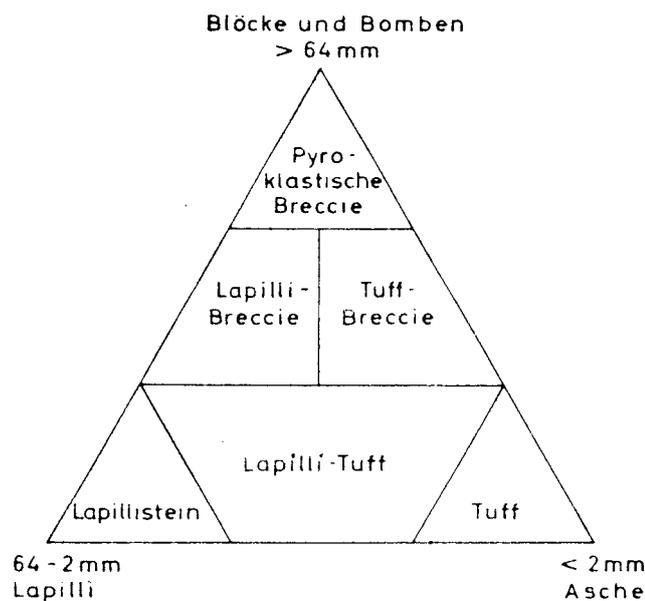


Abb. 19: Korngrößendreieck zur Benennung verfestigter vulkanischer Tephren (aus FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977).

3.2 METHODIK DER MIKROSKOPISCHEN KERNBESCHREIBUNG

3.2.1 ARBEITEN MIT DEM POLARISATIONSMIKROSKOP

Die quantitative Erfassung des Mineralbestandes erfolgte an Dünnschliffen mit Hilfe von Schätzbildern (TERRY & CHILINGAR, 1955); da diese Methode jedoch subjektiven Fehlern unterliegt, wurden an einigen Proben Kontrollmessungen nach dem Punktezählverfahren vorgenommen (G. MÜLLER, 1964); die Werte zeigten befriedigende Übereinstimmung. Die Korngröße wurde mikroskopisch mittels Okularmikrometer bestimmt, indem die maximale Entfernung der Projektion der Körner gemessen wurde. Es wurden rund 300 Körner ausgezählt und die Mittelwerte bestimmt. Bei der Untersuchung der Korn-zu-Korn-Beziehung wurde nach PETTIJOHN et al. (1973) zwischen isolierten Körnern, punktförmigen, tangentialen, konkav-konvexen und suturierten Kornkontakten unterschieden. Der Rundungsgrad wurde nach POWERS (1953) in "very angular", "angular", "subangular", "subrounded", "rounded" bis "well rounded" unterteilt, der Reifegrad nach FOLK (1974) als "immature", "submature", "mature" und "supermature" unterschieden. Diese Begriffe kennzeichnen die strukturelle Reife oder Gefügereife, die sich auf Tongehalt, Sortierung und Rundung bezieht. Zusätzlich wurde das Verhältnis

Quarz Feldspat- und Gesteinsbruchstücke

berechnet, welches die kompositionelle Reife der Sandsteine ausdrückt (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977). Die Sortierung wurde mittels Schätzbildern erfaßt (PETTIJOHN et al., 1973). Die Klassifikation der Sandsteine erfolgte nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) mit dem 3-Komponentendreieck (Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücke), bei Sandsteinen mit erhöhtem Matrixgehalt kleiner als 30 µm nach PETTIJOHN et al. (1973), dargestellt nach DOTT (1964): in dieses 3-Komponentendreieck ist die Matrix als 4. Komponente miteinbezogen und bildet somit die dritte, räumliche Dimension (Abb. 20).

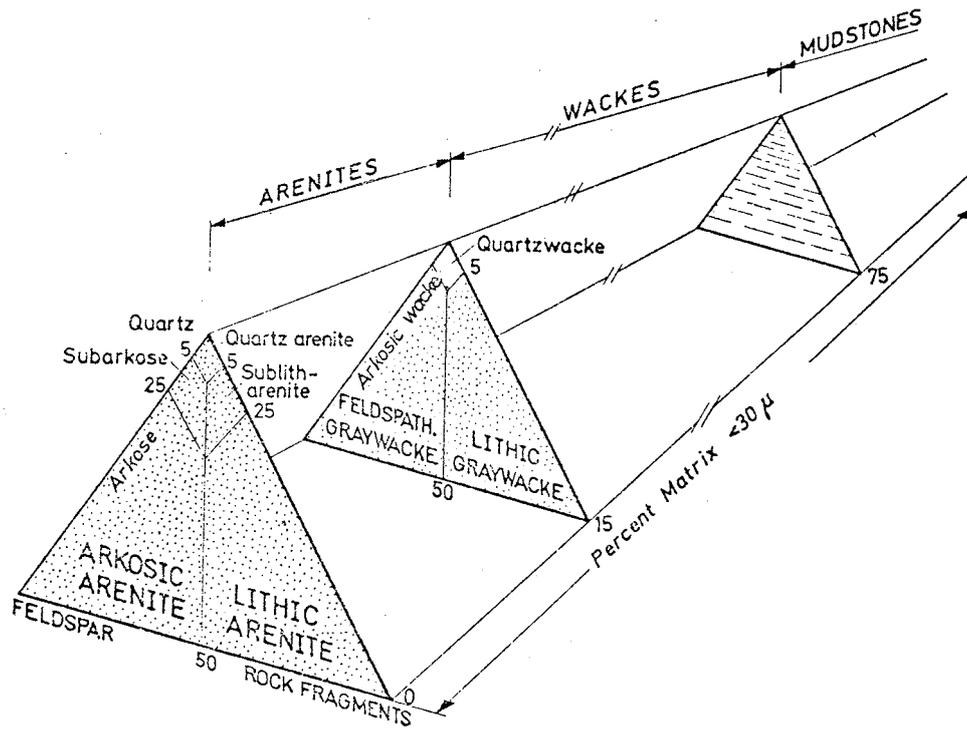


Abb. 20: Klassifikation von Sandsteinen (PETTIJOHN et al., 1973).

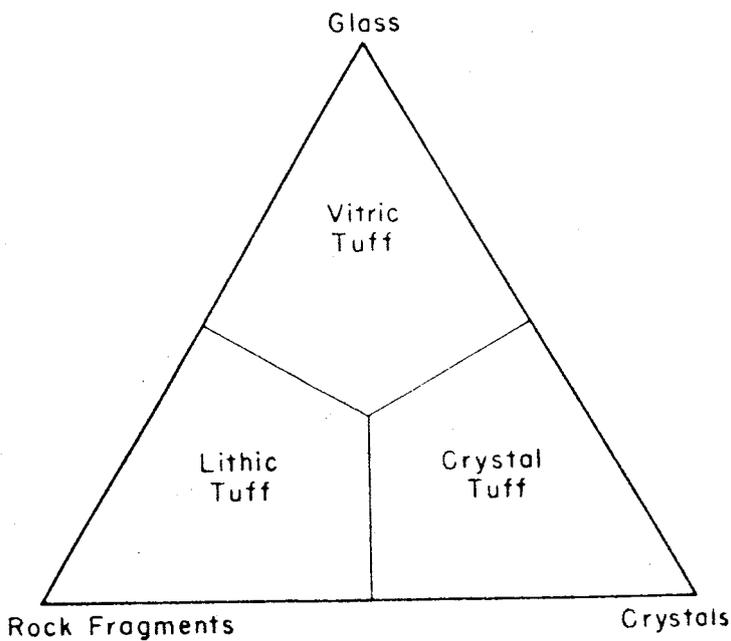


Abb. 21:

Nomenklatur und Klassifikation von Tuffen nach der Feinstruktur der Pyroklastika (PETTIJOHN, 1975).

An den Tuffen sind Mineralinhalt, Korngröße, Morphologie und Anordnung der Körner, Feinstruktur der pyroklastischen Gemengteile (Abb. 21) und Entglasungserscheinungen untersucht worden.

Die Erzminerale einiger Sandsteine und Tuffe wurden durch Auflichtmikroskopie nach Reflexionsvermögen, Farbe, Anisotropie, Innenreflexe und Spaltrissen und -figuren bestimmt.

An zwei ausgewählten Proben wurden Kathodenlumineszenzuntersuchungen von Dr. Zinkernagel, Bochum, vorgenommen, um Zementminerale (Quarz und Calcit) näher zu unterscheiden. Zur Methodik siehe ZINKERNAGEL (1978).

Mittels eines 4-achsigen Leitz-Universaldrehtisches wurde der Anorthitgehalt der Feldspäte bestimmt. Mit den Meßergebnissen wurden nach der Methode von REINHARD (1931) optische Parameter (optische Achsen, Zwillingsachsen, Normalen von Spaltebenen und Zwillingsachsen) bestimmt. Die Art des vorliegenden Zwillings, der Anorthitgehalt und der Achsenwinkel wurden mittels TRÖGER (1982) festgelegt.

3.2.2 RASTERELEKTRONENMIKROSKOPISCHE BEOBACHTUNGEN

Ein Großteil der Untersuchungen erstreckt sich auf die Rasterelektronenmikroskopie, die an einem Cambridge Stereoscan S 4-10 Scanning Electron Microscope durchgeführt wurde. Dazu wurden kleine Gesteinsproben mit Gold bedampft. Bei Proben mit faserförmigen Kristallaggregaten (Faserilliten) waren wegen der starken Aufladung spezielle Bedampfungstechniken notwendig.

3.2.3 ENERGIEDISPERSIVE RÖNTGENFLUORESZENZANALYSE (ORTEC)

Die Zusatzeinrichtung ORTEC 750 KLM Marker bietet während der Rasterelektronenmikroskopie die Möglichkeit der Röntgenfluoreszenzanalyse, womit Kristalle oder Teile daraus auf ihre elementare Zusammensetzung untersucht werden können. Damit ein Element registriert und sein Anteil geschätzt werden kann, darf der Anteil des Elements einige Prozent nicht unterschreiten und die Ordnungszahl nicht kleiner

als 10 sein. Quantitative Bestimmungen sind nicht möglich, da es sich um eine energiedispersive Analysenmethode handelt und sich die Intensität der charakteristischen Röntgenstrahlung mit zunehmender Ordnungszahl der Elemente erhöht.

3.2.4 MIKROSONDE - UNTERSUCHUNGEN

Mit Hilfe einer Mikrosonde - wellenlängendispersives System ARL-SEMQ - wurde die chemische Zusammensetzung von neugebildeten Tonmineralen (tangentialer und radialer Illit) bestimmt.

3.3 RÖNTGENOGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

Die röntgenographischen Untersuchungen wurden mit einem Philips-Röntgengerät mit Probenwechsler PW 1050/25 Nr. 1961 mit eingebautem Monochromator bei 38 kV, 24 mA, mit CuK_{α} -Strahlung durchgeführt. Die Fraktion $> 2 \mu\text{m}$ wurde mit einer Goniometergeschwindigkeit von $1^{\circ}/\text{min}$ in den Winkelbereichen 3° - 60° 2θ , die Tonfraktion $< 2 \mu\text{m}$ von 2° - 30° 2θ gefahren. Der Papiervorschub betrug $10 \text{ mm}/\text{min}$.

An den Tonmineralen wurden mittels Pipett - und Schmierpräparaten folgende Untersuchungen vorgenommen:

Die Proben wurden geröntgt:

- 1) unbehandelt im lufttrockenen Zustand;
- 2) nach Äthylenglycol-Behandlung (24 h);
- 3) nach Erhitzen im Muffelofen auf 350 - 550°C ;
- 4) Für die Trennung von Kaolinit (002) und Chlorit (004) wurden die Proben mit $1/4^{\circ}/\text{min}$ und $2 \times 10^2 \text{ cps}$ zwischen 24 und 26° 2θ gefahren (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT, 1963).

Die semiquantitative Abschätzung der Mineralanteile erfolgte nach der Methode von COOK et al. (1975). Die Auswertung der Röntgenfahnen wurde mit Hilfe der ASTM-Kartei und der Tabelle von CHEN (1977) durchgeführt. An zwei verschiedenen Illiten (tangentialen und radialen Illiten), die durch Schlämmen und Ultraschallbehandlung (siehe Kap. 4.1.2.3.1) aus einem Sandstein abgetrennt wurden, sind Debye-Scherrer-Aufnahmen gemacht worden, um die Illit-Polytypen zu bestimmen.

3.4 UNTERSUCHUNGEN DER MIKROFOSSILFÜHRUNG

Aus tonigen Sedimenten des Unterrotliegenden der Bohrung Sulz wurden Ostracoden nach der üblichen Methode (Zerkleinern der Probe, Trocknen bei 50 °C, Übergießen mit 10%igem H₂O₂, Schlämmen, Trocknen und Sieben) abgetrennt. Ihre Vorbestimmung erfolgte nach VANGEROW (1970) und BLESS (1973), die dann von Dr. Ohmert vom Geologischen Landesamt Baden-Württemberg bestätigt wurde.

Probenserien aus der Bohrung Sulz und Urach sind von Frau Dr. Grebe vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen auf ihre Sporenführung hin untersucht worden.

3.5 ANALYSEN DES ORGANISCHEN KOHLENSTOFFS

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff von Unterrotliegendensedimenten aus den Bohrungen Staufenberg, Urach 3 und Sulz wurde von H.M. Weiß, KFA Jülich, mit einem LECO IR-112 Carbon Analyzer an karbonatfreien Proben bestimmt. Von der kohlenstoffreichsten Probe wurde eine Pyrolyseuntersuchung mit dem Rock-Eval II (Fa. GEOCOM) gemacht, um einen Anhaltspunkt über die Art des organischen Materials zu bekommen. Zum Verfahren siehe ESPITALIÉ et al. (1977) sowie TISSOT & WELTE (1978, S. 443).

3.6 KARBONATBESTIMMUNG

Bei der Bestimmung des Gesamtkarbonatgehaltes der Sedimente wurden zwei Methoden angewandt:

- 1) Die Karbonatbestimmung erfolgte mit Hilfe der "Karbonatbombe" (MÜLLER & GASTNER, 1971).
- 2) Die Karbonatkomponente in den Sandsteinen wurde mit Hilfe von Schätzbildern an den Dünnschliffen ermittelt (TERRY & CHILINGAR, 1955).

Zwischen beiden Methoden bestehen relativ gute Übereinstimmungen.

4 ERGEBNISSE

4.1 PETROGRAPHISCHE BEOBACHTUNGEN AN DEN ROTLIEGEND- SANDSTEINEN

4.1.1 MAKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG DER KERNSTRECKEN

Die Ergebnisse der makroskopischen Kernbeschreibung gingen in die Kurzbeschreibungen der Bohrprofile mit ein (Kap. 2), so daß auf eine gesonderte Darstellung verzichtet werden kann. Im folgenden sollen nur die wichtigsten Punkte zusammengefaßt werden.

Das untere Perm wurde gemäß der internationalen Gliederung in Unter- und Oberrotliegendes unterteilt, wobei die Grenzziehung nach lithologischen Merkmalen erfolgte. Da brauchbare Leitfossilien in den "red beds" fehlen, ist keine biostratigraphische Gliederung möglich. Die Grenzen sind somit als Faziesgrenzen zu verstehen. In den Bohrungen, in denen das gesamte Jungpaläozoikum durchteuft wurde, überlagert das Unterrotliegende konkordant das Oberkarbon, das Oberrotliegende liegt meistens diskordant über dem Unterrotliegenden.

Die makroskopische Ausbildung des Unterrotliegenden macht deutlich, daß es sich bei diesem Schichtkomplex um ein Bindeglied zwischen dem Oberkarbon und dem Oberrotliegenden handelt. Es ähnelt hinsichtlich seiner petrographischen Ausbildung und Zusammensetzung stärker dem Oberkarbon als dem Oberrotliegenden, drückt aber durch qualitative (vulkanische Gesteinsbruchstücke und Quarze) und quantitative Änderungen seines Mineralbestandes (erhöhter Feldspat- und Gesteinsbruchstückgehalt) die beginnenden Veränderungen aus, die für das Rotliegende charakteristisch sind, nämlich Verstärkung des Reliefs, schwächere chemische und stärkere physikalische Verwitterung durch zunehmende Aridität des Klimas und zunehmende vulkanische Beeinflussung.

Im Oberrotliegenden treten neben den mehrfach erwähnten epi- und pyroklastischen Gesteinen besondere Sedimente auf, die als "mud-" und "debris-flows" bezeichnet werden. Sie sind durch ein besonderes Gefüge und Lithologie gekennzeichnet.

"debris-flows" (Schuttströme): als solche werden polymikte, konglomeratisch-brekziöse Gesteine mit angerundeten bis gut gerundeten Grundgebirgs- und eckigen bis gut gerundeten Tuff- und Porphyrgeröllen, idiomorphen Feldspäten und vulkanischen Quarzen (Hochquarze) in vulkanoklastischer oder epiklastischer Matrix bezeichnet. Die vulkanoklastische Matrix besitzt eine Art Fließgefüge und besteht teilweise aus zerquetschten Bimsbruchstücken; die Haupttonminerale sind hier Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale. Die epiklastische Matrix wird von Ton, Silt und feinkörnigem Sand zusammengesetzt; hier ist das Haupttonmineral Illit. Die Grobsand- und Kieskomponenten bilden ein tragendes Gerüst, so daß das Gefüge als "clast-supported" bezeichnet wird. Die Schuttströme bestehen zu 80 % aus Klasten, die aus den Rotliegendevulkaniten und nur zu einem geringen Teil aus dem Grundgebirge stammen (Tf. 1, Bild 2). Die durchschnittliche Korngröße beträgt 1-2 cm; im Gelände beobachtet man jedoch auch Gerölle bis zu 25 cm Durchmesser.

"mud-flows" (Schlammströme): Sie können auch als "Tonsandsteine" bezeichnet werden, da sie einen ungewöhnlich hohen Tongehalt von über 35 % besitzen können, der gleichzeitig mit der Grobsandfraktion sedimentiert wurde. Sie haben eine tonige, siltige, seltener feinsandige Grundmasse, in welche größere Sandkörner eingestreut sind; das Gefüge ist demnach als "matrix-supported" zu bezeichnen (Tf. 1, Bild 1). Das Haupttonmineral ist der Illit. Die Sandkörner zeigen wechselnden Rundungsgrad und stammen zu 2/3 aus dem Grundgebirge, zu 1/3 aus den Vulkaniten.

Beide Begriffe ("debris-" und "mud-flow") werden in der Literatur häufig synonym verwendet und charakterisieren Gesteine, die unter

ähnlichen Bedingungen als viskose Ströme nach starken, episodischen Regenfällen im selben Ablagerungsraum, dem eines "alluvial-fans", sedimentiert wurden. In dieser Arbeit sollen die Begriffe zwei verschiedene Gesteinstypen beschreiben, deren Unterschied in der Korngröße und Petrographie der Grobkomponenten, aber auch in der mineralogischen Zusammensetzung der feinkörnigen Matrix liegt.

4.1.1.1 SEDIMENTÄRE GEFÜGE

In fast allen Bohrungen überwiegt Parallelschichtung mit flachen oder welligen Kontakten der Schichtflächen. Häufig erkennt man "fining-upward" oder "coarsening-upward" Zyklen; die "fining-upward" Zyklen lassen eine kontinuierliche Korngrößenabnahme vom Liegenden zum Hangenden und ein damit verbundenes Ansteigen des Tonanteils im Sandstein erkennen. Manchmal handelt es sich bei einer derartigen Abfolge im Liegenden um einen "debris-flow" und im Hangenden um einen "mud-flow". Viele "debris-flows" zeigen in ihrem unteren Teil jedoch auch eine Korngrößenzunahme ("coarsening upward") zum Hangenden und in ihrem oberen Teil eine Korngrößenabnahme zum Hangenden ("fining upward").

Zwischen den Sand-, Silt- und Tonsteinen beobachtet man häufig eine unregelmäßige Wechsellagerung, die eine "gefleckte" Schichtung ergibt. Schmitzen von Siltsteinen in Schiefertonen, Feinsandsteine und Siltsteine mit unregelmäßigen Schiefertoneinlagen und Fließgefüge in Sandsteinen kommen vor. Seltener sind Flaserschichtung und Erosionsrinnenfüllungen sowie Fein-, Rippel und Schrägschichtungen mit wechselnden Einfallrichtungen; letztere treten bevorzugt in der Bohrung Neibsheim I auf (Tf. 1, Bild 4). Derartige Sedimentstrukturen charakterisieren "stream-flow-deposits" (Strömungsrinnensedimente) und "braided streams" (sich verzweigende und wieder zusammenströmende Wasserläufe).

Übergänge in laminierte Ton- und Siltsteine werden als limnische Absätze gedeutet. Manchmal findet man in Sandsteinen über Schie-

fertonen Tongerölle und -scherben, die durch Trockenfallen der Ton-schichten und deren Aufarbeitung entstanden sind (Tf. 1, Bild 5). Synsedimentäre Schichtstörungen und Rutschungen kommen in Silt- und Tonsteinen vor. Aus dem oberen Oberrotliegenden werden Lebensspuren beschrieben (Tf. 1, Bild 7).

4.1.2 MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG DER KERNPROBEN

Die Ergebnisse der mikroskopischen Beschreibung der Kernproben, wie mineralische Zusammensetzung der Proben, die Häufigkeiten der Gerüstminerale und die Gefügemerkmale werden in den Tabellen 8 bis 21 (im Anhang) dargestellt.

4.1.2.1 MINERALISCHE ZUSAMMENSETZUNG: HAUPTBESTANDTEILE

4.1.2.1.1 QUARZ

Das häufigste Mineral in den untersuchten Sandsteinen ist der Quarz, der in vier verschiedene Arten unterteilt werden kann:

a) Plutonischer Quarz:

Er ist monokristallin, wird von linearen oder perlschnur-artigen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen, hat ferner Kristalleinschlüsse (Biotit, Muskovit, Apatit, Rutil, opakes Erz), ist häufig kataklastisch zerbrochen und löscht meist undulös aus. Er kommt am häufigsten in den Sandsteinen vor.

b) Vulkanischer Quarz:

Diese zweithäufigste Quarzart ist klar und einschlußfrei, löscht einheitlich aus, besitzt nicht selten die Form von

hexagonalen Bipyramiden, Würfeln oder Splittern ("shards") und zeigt typische Resorptionsbuchten und gerundete Kanten, die durch magmatische Korrosion entstanden sind (Tf. 4, Bild 8). Säume von Flüssigkeitseinschlüssen um den äußeren Rand sind typisch für vulkanischen Quarz (SCHOLLE, 1979). Die Quarz-"shards" sind Splitter mit konvexen Oberflächen.

c) Metamorpher Quarz:

Er ist einheitlich bis schwach undulös auslöschend und hat Einschlüsse von Chlorit, Biotit, Muskovit, Sericit, Zirkon, Apatit, Rutil, Hämatit und opakem Erz.

d) Sedimentquarz:

Zu den Sedimentquarzen gehören Sandkörner, die aus älteren Sandsteinen ererbt sind. Sie besitzen nicht selten, aber nicht immer, gerundete syntaxiale Quarzanwachssäume und befinden sich zum wiederholten Male in einem Sedimentationszyklus. Mengenmäßig sind sie von nur untergeordneter Bedeutung. Zu dieser Quarzgruppe gehören auch Quarze, die mit Gipseinschlüssen verwachsen sind, ein Hinweis auf evaporitische Bedingungen zur Zeit ihrer Bildung.

4.1.2.1.2 FELDSPAT

An Feldspäten tritt Kalifeldspat (Orthoklas), der manchmal nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt ist, Perthit, Mikroklin, Sanidin und polysynthetisch verzwillingter Plagioklas auf. Die Kalifeldspäte, die am häufigsten vorkommen, sind meist entlang von Spalt- rissen sericitisiert und getrübt. Im allgemeinen nimmt die Sericitisierung der Körner vom Hangenden zum Liegenden in den Bohrungen zu. In den Bohrungen Dingelsdorf 1 und 2 kommen auch kaolinisierte Feldspäte vor. Die Kalifeldspäte besitzen Quarzeinschlüsse, die einen runden (Tropfenquarz) oder hexagonalen Querschnitt zeigen. Häufig sind Apatit-, Biotit- und Plagioklaseinschlüsse, wobei letztere stark sericitisiert sind. In eisenoxidreichen Sedimenten werden die Kali-

feldspäte von Limonit und Hämatit durchstäubt. Das Eisenoxid hat sich dann auch auf Spaltrissen abgeschieden. In einigen Sandsteinen beobachtet man Kalifeldspatgroßkristalle, die drei- bis fünfmal größer sind als die anderen Gerüstminerale.

Perthitische Entmischungen kommen in Dingelsdorf 1 und 2 besonders häufig vor; dabei ist zwischen Mikro-, Ader- und Fleckenperthit zu unterscheiden. Mikrokline sind selten; sie kommen mit der typischen Schachbrettvergitterung vor und sind meist recht frisch. Der Hochtemperaturfeldspat Sanidin tritt vor allem in vulkanoklastischen Sandsteinen und Tuffen auf. Er ist sehr frisch, einschlußfrei, löscht einheitlich aus und hat idiomorphe Kristallform. Die Plagioklase sind seltener als die Kalifeldspäte, haben aber meistens einen besseren Erhaltungszustand als die Kalifeldspäte. Ihre Häufigkeit, ihr Verwitterungsgrad, ihre Rundung und ihr Anorthitgehalt schwanken jedoch von Bohrung zu Bohrung. Deshalb werden sie nach Bohrungen gegliedert aufgeführt.

Bohrung Staufenberg (T₃A):

Der Plagioklasgehalt im Unterrotliegenden ist gering, im Oberrotliegenden kann er den Anteil an Kalifeldspat übersteigen. Die Plagioklase sind schwach sericitisiert, meist aber frisch und gut erhalten. Einschlüsse sind Glimmer, runde Quarze, Apatit und Granat. Die Plagioklasvermessung ergab, daß es sich überwiegend um Andesine mit 30-45 % Anorthit, Hoch- und Tieftemperaturfeldspäte mit $2Vx = 92-106^\circ$ handelt. Sie sind nach dem Albit- sowie nach dem Albit-Karlsbader-Gesetz verzwillingt.

Bohrung Allmersbach:

Die Plagioklase sind seltener als die Kalifeldspäte und besitzen ähnliche Erhaltungszustände wie die in Staufenberg. Die Messungen mit dem Universaldrehtisch ergaben Albit- und Karlsbaderzwillinge von Andesin mit 40-56 % An, $2Vx = 88-100^\circ$; der große Achsenwinkel spricht für Tieftemperaturfeldspäte.

Bohrung Neibsheim:

In Neibsheim kommen nur noch sehr wenige Plagioklase vor, die sowohl frisch als auch sericitisiert sein können. Wegen ihrer Seltenheit konnte nur ein einziges geeignetes Korn eingemessen werden, ein Hochtemperatur-Labradorit mit 63-70 % Anorthit, $2Vx = 92-96^\circ$, der nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt ist.

Bohrung Urach 3:

In Urach 3 beobachtet man frische, wenig gerundete Plagioklase, die magmatische Korrosion zeigen und demnach wohl vulkanischer Herkunft sind. Daneben kommen auch sericitisierte Exemplare vor. Die vulkanischen Plagioklase sind Hochtemperaturfeldspäte, Andesine mit 32-50 % An, $2Vx = 76-92^\circ$. Es sind Albit- oder Albit-Ala-Zwillinge. Die sericitisierten Feldspäte sind wahrscheinlich plutonischer Herkunft; es sind Oligoklase mit 15-25 % An, $2Vx = 82-92^\circ$, Tieftemperaturfeldspäte und Albit-Karlsbader-Zwillinge.

Bohrung Sulz:

Hier kommen ebenfalls Hochtemperaturformen des Andesins mit 30-40 % Anorthit, $2Vx = 80-92^\circ$, vor, die nach dem Albit-Karlsbader-Gesetz verzwillingt sind.

Bohrung Dingelsdorf 1:

Der Plagioklasgehalt ist in Dingelsdorf sehr gering; er nimmt zum Liegenden etwas zu. Auch hier kommen Andesine mit 30-40 % Anorthit, $2Vx = 83^\circ$, vor; es sind Hochtemperaturfeldspäte, die nach dem Albit-Karlsbader oder Albit-Ala-Gesetz verzwillingt sind.

In manchen Sandsteinen kommen Feldspäte mit gerundeten Anwachssäumen vor. Sie befinden sich demnach zum wiederholten Male in einem Sedimentationszyklus.

4.1.2.1.3 GLIMMER

In den Bohrungen Staufenberg, Urach 3 und Sulz ist Glimmer ein wesentlicher Bestandteil der Sandsteine, während er in Neibsheim, Allmersbach und Dingelsdorf 1 und 2 nur von untergeordneter Häufigkeit ist und nur in Siltsteinen angereichert vorkommt (Tab. 8, 10, 12, 14, 16, 18 und 20 im Anhang).

In den Proben kommen Biotit und Muskovit vor, wobei die jeweiligen Mengenverhältnisse wohl von der Zusammensetzung der Ausgangsgesteine abhängen. Der Biotit ist grün oder braun gefärbt, pleochroitisch und enthält Erz auf Spaltrissen oder ist vollständig zu Eisenoxidhydrat umgewandelt. Manchmal beobachtet man sagenitische Rutilausscheidungen in Biotiten. Der Sagenit ist an den Rändern zu Leukoxen umgewandelt.

Einschlüsse in Biotit sind Apatit und Zirkon; letzterer besitzt häufig pleochroitische Höfe. Linsenförmige Quarzeinschlüsse, die parallel zu den Biotitfasern angeordnet sind, kommen vor. Manche Biotite sind gebleicht und von einem Erzsaum umgeben, andere chloritisiert.

In Tuffen der Bohrung Urach 3 sind die Biotite zu einem feinkörnigen, hochlichtbrechenden Aggregat von Epidot-Zoisit und Calcit umgewandelt (mündl. Mitt. Prof. Frenzel), das ein stehendes Brewster-Kreuz zeigt und senkrecht zu den Biotitfasern gewachsen ist.

Die Muskovite sind manchmal noch frisch und liegen dann als tafelige Kristalle vor, die die typischen blau-grünen Interferenzfarben zeigen; sie sind aber auch durch Wasseraufnahme und Kaliumverlust zu Hellglimmer mit gelben Interferenzfarben und niedrigerer Doppelbrechung oder zu feinschuppigem Hellglimmer degradiert. Meist sind sie viermal länger als die Biotite.

Die Glimmer, besonders die Biotite, sind in den Sedimenten durch Kompaktion verbogen, zwischen Gerüstmineralen eingeklemmt oder verdrillt; einige Individuen sind an den Enden aufgefasert. In den Siltsteinen sind die Glimmer schichtparallel eingeregelt.

4.1.2.1.4 GESTEINSBRUCHSTÜCKE (RF = ROCK FRAGMENTS)

Grundsätzlich sind vier Arten von Gesteinsbruchstücken zu unterscheiden:

- a) plutonische,
- b) vulkanische,
- c) metamorphe und
- d) sedimentäre.

Plutonische und vulkanische RF überwiegen mengenmäßig in den Rotliegendesandsteinen; metamorphe kommen weniger häufig vor, treten aber bei entsprechenden Muttergesteinen verstärkt in den Sandsteinen auf. Die sedimentären RF sind selten.

a) Plutonische RF:

Die häufigsten sind Gangquarze, die oft von eisenoxidischen Erzflittern durchstäubt sind. Das Eisenoxid befindet sich auch auf den Korngrenzen der polykristallinen Quarzaggregate. Daneben sind vorhanden: Quarzbrekzien (Mylonit?), Gangbrekzien, Myrmekite, Schriftgranite, Granitgerölle mit Kalifeldspatporphyroblasten, Quarz-Feldspat-, Quarz-Glimmer-, Feldspat-Glimmer-Verwachsungen, Glimmergerölle, die durch Umlagerung von Biotit-Muskovit-Verwachsungen entstanden sind. Auch Turmalin- und Rutil-haltige Quarze kommen vor.

b) Vulkanische RF:

Die vulkanischen RF treten in großer Mannigfaltigkeit auf. Es wird zwischen Tuffen und Rhyolithen unterschieden.

- Tuffe:
- mit Zinkblende-Kristallen (Bohrung Sulz),
 - opakisiert durch Erz,
 - aus faserigen Entglasungsprodukten zusammengesetzt,
 - bestehend aus mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Aggregaten,
 - mit kryptokristalliner Grundmasse, chertähnliche Ausbildung (aus rekristallisiertem Quarz) (Tf. 5, Bild 3),
 - Kristalltuffe mit idiomorphem Quarz und Feldspat (Tf. 5, Bild 7),

- aus diagenetisch gesproßtem Sericit,
- aus Chalcedon mit Erzflittern oder Chalcedon-Muskovitverwachsungen,
- entglaste Bimsbruchstücke, die von Hämatit durchsetzt werden,
- devitrifizierte Glasfetzen, mit Hämatitsäumen parallel zum äußeren Rand, korrodierten Feldspäten und postsedimentär gesproßten Sericiten,
- Lapilli aus Limonit, diagenetisch gesproßten Sericiten oder einem kryptokristallinen Entglasungsprodukt,
- völlig chloritisierte RF vulkanischer Herkunft (Bohrung Staufenberg),
- vulkanische RF ignimbritischer Herkunft (?), aus verschweißten Glas-"shards" bestehend (Tf. 5, Bild 6),
- Polyglimmeraggregate, die von wabenförmigen Parzellen aus diagenetisch gesproßten Muskoviten aufgebaut sind.

Alle glasigen Bestandteile sind heute entglast; Eisenoxidhydrat in den Komponenten zeichnet die perlithischen Sprünge des ehemaligen Glases nach.

Quarzporphyre (Rhyolithe):

- mit Felderstrukturen (MAUS, 1965) (Tf. 5, Bild 5),
- mit Sphärolithen und opakisierten, mafischen Kristalleinsprenglingen,
- mit myrmekitischen und granophyrischen Verwachsungen und idiomorphen Quarzen und Feldspäten,
- mit Fluidaltextur (Tf. 5, Bild 4), axiolithisch oder fiederartiger Grundmasse.

Daneben kommen feinkörnige Vulkanite mit ophitischem Gefüge vor, ferner Würfelquarze und Feldspäte, die nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind.

c) Metamorphe RF:

Am häufigsten sind polykristalline Quarzgerölle aus

- längsgestreckten Einzelkörnern mit gerader Umgrenzung,
- längsgestreckten, ausgewalzten Kristalleinheiten mit glatten oder suturierten Grenzflächen (Tf. 5, Bild 8),
- isometrischen Körnern mit geraden Kornkontakten, die in Mosaikstruktur angeordnet sind.

Daneben kommen noch Biotitgneise, Chlorit- und Sericitschiefer und Quarze mit Chloritrosetten vor.

d) Sedimentäre RF:

Folgende Komponenten werden unterschieden:

- Siltsteine mit Eisenoxidhydrat zementiert,
- Orthoquarzite (?),
- Brekzie, mit Eisenoxid verkittet,
- Karbonatkrustenbruchstücke,
- Karneolbruchstücke,
- Arkosegerölle,
- Anhydrit- und Gipsgerölle,
- Tongerölle,
- brekziöse Sandsteinbruchstücke.

4.1.2.1.5 AKZESSORIEN

Transparente und opake Schwerminerale sind in den meisten Sandsteinen mit weniger als 0,5 Vol.% vertreten. Sie wurden mikroskopisch im Durchlicht, die Erzminerale im Auflicht bestimmt. Nach der Häufigkeit ihres Vorkommens geordnet treten auf:

Limonit: fein verteilt in der Grundmasse; in Form von Blättchen zwischen den Illiten der "coatings" (siehe Kap. 4.1.2.3.1); in oxidierten Biotiten; in wenigen Sandsteinen stellenweise als Zement.

- Hämatit: idiomorphe tafelförmige Kristalle mit 0,8 mm Kantenlänge.
- Zirkon: längliche, gedrungene und prismatische Formen, letztere mit Pyramidenflächen an den Enden; Rundungsgrad unterschiedlich (kanten- bis gut gerundet); häufig Zonarbau; in Biotiten als Einschlüsse; bis 0,125 mm Durchmesser.
- Apatit: gut gerundete oder idiomorphe prismatische Kristalle, 0,2 mm groß, idiomorph in Biotit, Feldspat, Quarz und vulkanischen RF.
- Rutil: prismatische Flächen, gerundet oder idiomorph mit quadratischen Querschnitten, 0,1 mm Kantenlänge; ein großer Teil des Rutils stammt aus der Biotitverwitterung, er ist dann xenomorph.
- Anatas: blaue, splittrige und tafelige Kristalle.
- Leukoxen: Verwitterungsprodukt von Rutil, Ilmenit oder Ilmenorutil; in Biotiten.
- Pyrit: würfelförmige Kristalle oder kugelige, framboidale Pyrite.
- Turmalin: plattige Körner mit gut gerundeten Kanten, blau-pleochroitisch, 0,2 mm groß, häufig stark angelöst; auch als Einschlüsse in Quarz.
- Orthit: gerundete, braune Körner, die pleochroitisch sind.
- Zinkblende: nur in der Probe U29/16 der Bohrung Urach 3; idiomorphe Kristalle aus heller Zinkblende mit weißen Innenreflexen.

4.1.2.1.6 HÄUFIGKEIT DER HAUPTBESTANDTEILE

Im folgenden wird die mittlere Häufigkeit der gesteinsbildenden Minerale der Sandsteine in den Streubereichen in Prozenten angegeben. Die Gehalte schwanken von Bohrung zu Bohrung erheblich.

Quarz: 20-60 Vol.%

davon plutonischer Quarz	15-55 Vol.%
vulkanischer Quarz	5-30 Vol.%
metamorpher Quarz	0-7 Vol.%

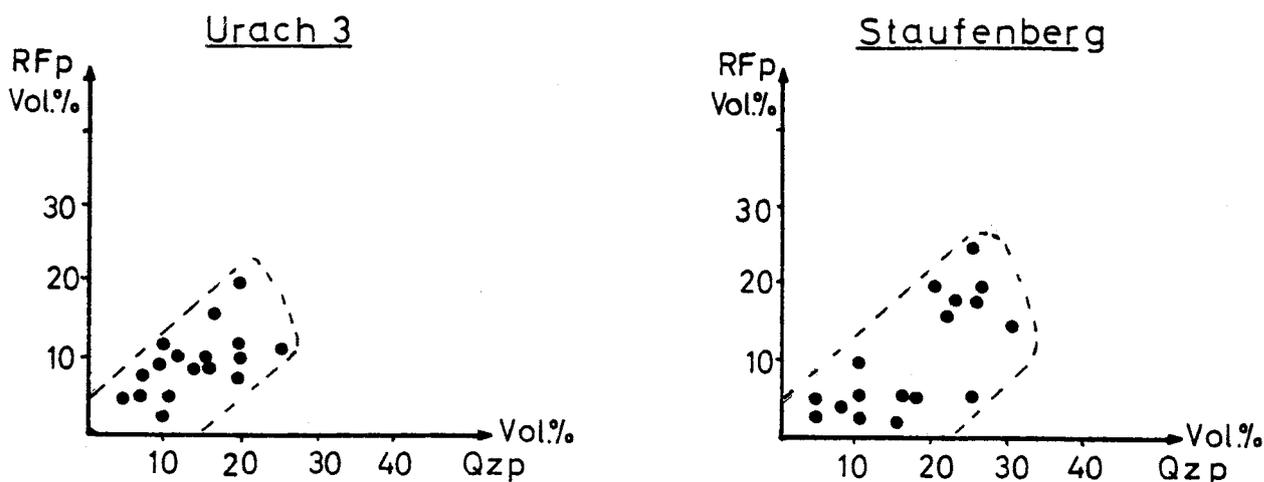


Abb. 22: Abhängigkeit von plutonischem Quarz (Qz_p) und plutonischen Gesteinsbruchstücken (RF_p) in den Proben der Bohrungen Staufenberg und Urach 3.

Plutonische Quarze überwiegen in den Sedimenten, gefolgt von den vulkanischen, während die metamorphen Quarze nur untergeordnet auftreten. Zumeist sind sechsmal mehr plutonische als vulkanische Quarze vorhanden. In der schwelennahen Bohrung Allmersbach beträgt das Verhältnis von plutonischem zu vulkanischem Quarz 1:1, horizontweise überwiegt sogar letzterer. In der Bohrung Neibsheim schwankt das Verhältnis von plutonischen zu vulkanischen Quarzen zwischen 1,6 und 19.

Das Verhältnis von plutonischem Quarz zu plutonischen RF ist in den Bohrungen Urach 3 und Staufenberg konstant (Abb. 22). Die Werte der Sandsteine aus den anderen Bohrungen streuen so stark, daß keine Aussagen möglich sind.

Das Verhältnis von metamorphem Quarz zu metamorphen RF in den Proben der Bohrung Neibsheim 1 ist konstant (Abb. 23).

In den anderen Proben sind zu wenig metamorphe RF, um sie sinnvoll mit metamorphen Quarzen korrelieren zu können.

Auch für das Verhältnis von vulkanischem Quarz zu vulkanischen RF gilt:

$$\frac{\text{Quarz}_{\text{vulk.}}}{\text{RF}_{\text{vulk.}}} = \text{konstant (Abb. 24)}$$

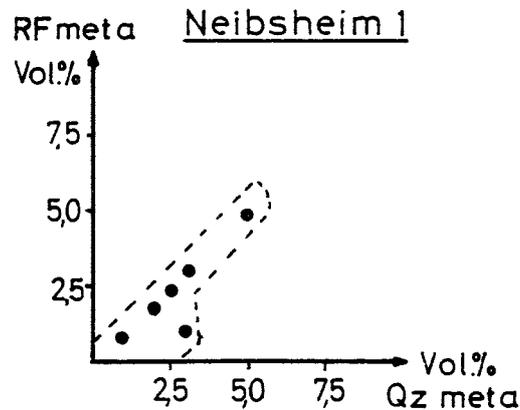


Abb. 23: Abhängigkeit von metamorphen Quarzen (Qz_{meta}) und metamorphen Gesteinsbruchstücken (RF_{meta}) in den Proben der Bohrung Neibsheim 1.

Die Werte der Sandsteine aus der Bohrung Sulz streuen stark, so daß keine Aussage möglich ist.

Die konstanten Verhältnisse zwischen den einzelnen Quarz- und RF-Arten besagen, daß die RF der Rotliegendsandsteine ähnlich stabil sind wie die Quarze.

Feldspat: 5-50 Vol.%

davon Kalifeldspat 5-45 Vol.%

Plagioklas 0-15 Vol.%

Wie bereits in Kapitel 4.1.2.1.2 beschrieben, kommen die Kalifeldspäte häufiger vor als die Plagioklase, wobei die Häufigkeitsverteilung in den einzelnen Rotliegendströgen, offenbar in Abhängigkeit vom jeweiligen Muttergestein, sehr verschieden ist.

In den Bohrungen des Oos-Kraichgau-Troges kommen im Durchschnitt 25 Vol.% Kalifeldspäte und 10 Vol.% Plagioklase vor. Das entspricht einem Verhältnis von Kalifeldspat/Plagioklas von 2,5; es schwankt im Mittel zwischen 1 und 10. Im Schramberger Trog erreicht der Orthoklas-Gehalt in einer Probe aus der Bohrung Sulz (S4) 50 Vol.%, sonst liegt er zwischen 10 und 20%. Die Plagioklase sind hier mit 10-12 Vol.% an den Gerüstmineralen beteiligt. In der Bohrung Dingelsdorf 1 und 2 tritt Kalifeldspat mit 23-30 Vol.% auf; Plagioklase kommen erst im unteren Oberrotliegenden mit 7-10 Vol.% vor (Tab. 18 im Anhang).

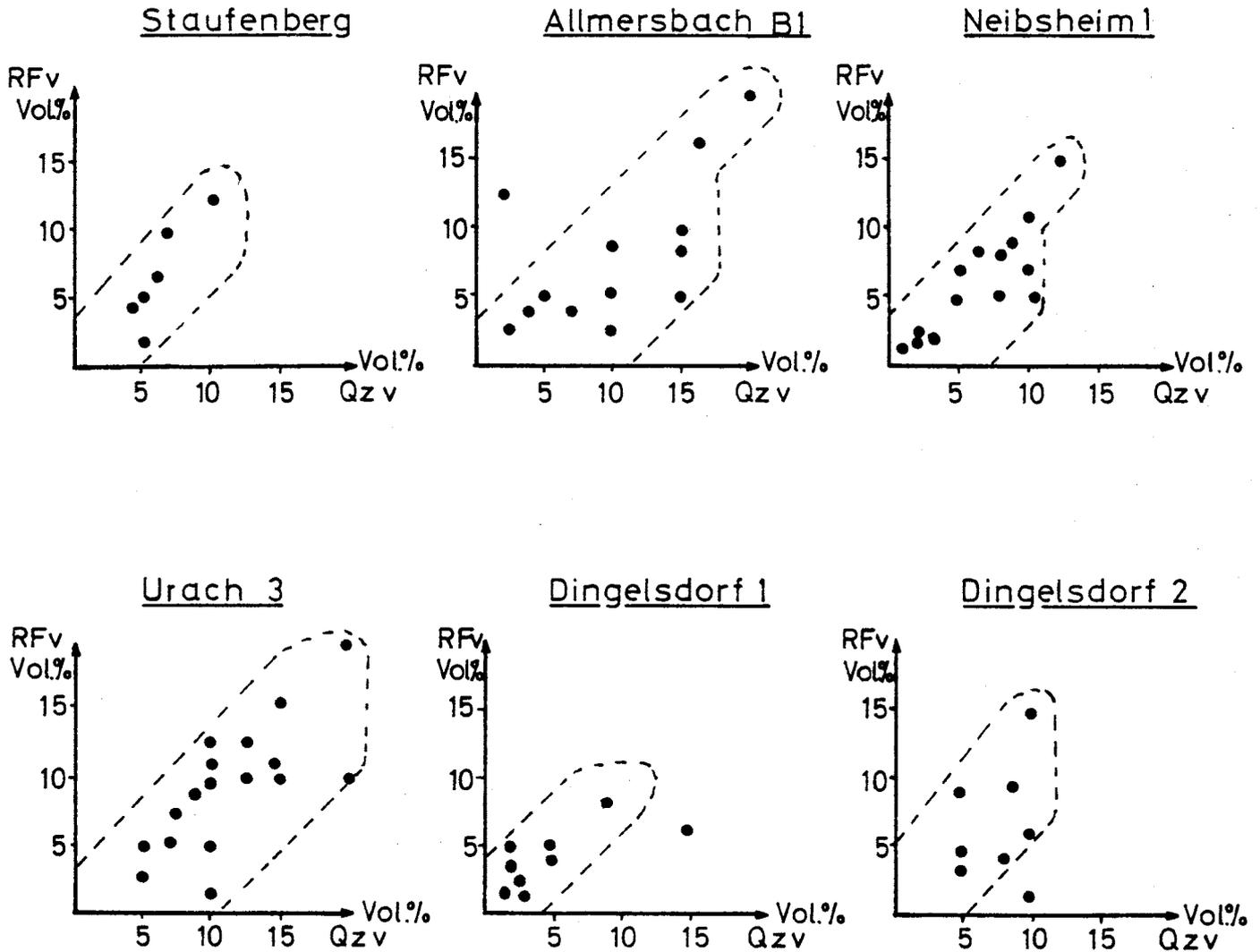


Abb. 24: Abhängigkeit von vulkanischem Quarz (Qzv) zu vulkanischen Gesteinsbruchstücken (RFv) in den untersuchten Proben.

Glimmer: 2-50 Vol.%

davon Biotit 0-50 Vol.%

Muskovit 0-7,5 Vol.%

Der Glimmergehalt der Sandsteine ist im allgemeinen gering (2-10 Vol.%), nimmt aber in den Siltsteinen sprunghaft auf 15-50 Vol.% zu. Eine Ausnahme bildet die Bohrung Staufenberg, die auch Grobsandsteine mit über 30 Vol.% Glimmern aufschließt (Tab. 8 im Anhang).

<u>Gesteinsbruchstücke:</u>	5-50 Vol.%
davon plutonische RF	5-30 Vol.%
vulkanische RF	0-30 Vol.%
metamorphe RF	0-15 Vol.%
sedimentäre RF	< 1 Vol.%

Generell erkennt man in den Bohrungen folgenden Trend (Tab. 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20 im Anhang): im Oberkarbon, soweit es in die Untersuchungen mit einbezogen wurde, kommen plutonische RF vor, die jedoch häufig stark zersetzt sein können (z.B. Bohrung Dingelsdorf 1); im Unterrotliegenden überwiegt der Anteil an plutonischen RF den an vulkanischen (z.B. $\frac{\text{pluton.}}{\text{vulkan.}}$ RF = 4 in Dingelsdorf 1; in Staufenberg und Urach 3 kaum bis keine vulkanischen RF); es treten aber in den Bohrungen Staufenberg, Sulz und Urach 3 im Unterrotliegenden tuffische Horizonte auf, deren Gesteinsbruchstückanteil ausschließlich vulkanischer Herkunft ist. Im Oberrotliegenden überwiegen in Urach 3 die vulkanischen RF; die ca. 95 Vol.% der RF ausmachen können, in den anderen Bohrungen schwankt das Verhältnis plutonische zu vulkanische RF zwischen 0,1 und 3; horizontweise kommen demnach mehr vulkanische RF vor, sonst überwiegt auch hier der plutonische Gesteinsbruchstückgehalt.

Akzessorien: kommen im Mittel mit 0,5 Vol.%; nur in Allmersbach in Probe A 10/2, in Neibsheim in Probe N2/1 und in Dingelsdorf 1 in den Proben D1/1 und D1/4 mit einer Häufigkeit von etwa 1 % vor.

4.1.2.2 BEOBACHTUNGEN ZUM GEFÜGE

4.1.2.2.1 KORNGRÖSSE

Im Unterrotliegenden nimmt die mittlere Korngröße im allgemeinen vom Liegenden zum Hangenden zu, z.B. in der Bohrung Sulz (Tab. 15). Das bedeutet, daß die Transportenergie zum jüngeren Unterrotliegenden im Mittel ansteigt. Die Korngrößenverteilung der untersuchten Oberrotliegendproben aller Bohrungen, mit Ausnahme der Bohrung Urach 3, läßt einen oder mehrere "fining-upward"-Zyklen erkennen. Die mit Grobsand- und Kieslagen beginnenden Zyklen werden zum Hangenden feinkörniger und gehen in mittel- bis feinkörnige Sandsteine und Siltsteine über. Häufig sind den Serien geringmächtige Konglomerathorizonte zwischengeschaltet. Die Zyklen können wenig deutlich ausgeprägt sein oder aus Unterzyklen bestehen. Es sind Großzyklen, deren Mächtigkeiten in Sulz 800 m, in Dingelsdorf 150-300 m, in Staufenberg und Allmersbach 100-200 m und in Neibsheim 60-150 m betragen. Als Ursache für diese Zyklen müssen tektonische Ereignisse angenommen werden. Die Großzyklen sind in sich weiter zyklisch untergliederbar. Wegen der meist zu geringen Probedichte kann im Rahmen dieser Arbeit darüber jedoch nicht mehr ausgesagt werden. Die Bohrung Urach 3 stellt einen Sonderfall dar. Eine zyklische Gliederung ist hier nicht möglich, da die vorliegenden Kernserien drei eigenständige Faziesbereiche aufschließen, die in sich weitgehend einheitlich sind (siehe Kap. 2.5).

Weiterhin fällt auf, daß die Plagioklase generell geringere Korngrößen als die anderen Gerüstminerale aufweisen und daß die Gesteinsbruchstücke im Mittel größere Korndurchmesser als der Median besitzen.

4.1.2.2.2 SORTIERUNG

In fast allen Bohrungen sind die grobkörnigen Sedimente schlechter sortiert als die feinerkörnigen (Tf. 4, Bild 5 und 7). In Staufenberg und Urach 3 läßt sich zwischen Korngröße und Sortierung keine Beziehung herstellen. Hier sind fast alle Sandsteine mäßig bis schlecht sortiert. In Allmersbach, Neibsheim, Sulz und Dingelsdorf 1 und 2 kommen besonders im oberen Abschnitt des Oberrotliegenden gut bis sehr gut sortierte Sandsteine vor, die - außer in Allmersbach - gebleicht und durch Tonmineralauthigenese gekennzeichnet sind (Tf. 4, Bild 5).

4.1.2.2.3 RUNDUNG

Der Rundungsgrad der Sandkörner umfaßt das gesamte Rundungsspektrum von "angular" bis "well rounded". Im Durchschnitt sind die Quarze "subrounded", können aber auch "rounded" bis "well rounded" sein, die Feldspäte sind "angular" bis "well rounded", wobei am häufigsten Feldspäte mit dem Rundungsgrad "subrounded" auftreten. Die Gesteinsbruchstücke sind meist "rounded" bis "well rounded". Der Rundungsgrad hängt von der Korngröße ab; je gröber die Körner, desto besser sind sie gerundet. Deshalb beobachtet man in den groben Sandsteinen sehr gut gerundete Komponenten ("well rounded"- "very well rounded") bei schlechter Sortierung, in den feinkörnigen nur "subangular" Körner bei guter Sortierung. Eine Ausnahme bilden die unter 4.1.2.2.2 erwähnten, gebleichten, meist mittelkörnigen Sandsteine, die gut sortiert sind und gut gerundete Komponenten besitzen (Tf. 4, Bild 5). In den Bohrungen Dingelsdorf 1 und 2 sind zwischen Rundung, Sortierung und Korngröße keine Beziehungen zu erkennen.

4.1.2.2.4 KORN-ZU-KORN-BEZIEHUNG

Das Gefüge in den Rotliegendesandsteinen Südwestdeutschlands ist gekennzeichnet durch punktförmige bis tangentielle (Tf. 8, Bild 2) oder konkav-konvexe (Tf. 4, Bild 5) Kornkontakte. Zwischen weniger kompetenten Körnern, z.B. Feldspäten und Gesteinsbruchstücken, beobachtet man auch suturierte Kornkontakte, Stylolithenbildung, die dazu führen kann, daß sich die Körner gegenseitig "auffressen" (Tf. 12, Bild 8). Diese Suture ist durch Drucklösung entstanden. Sich durchdringende Kontakte zwischen harten und weichen Körnern brauchen jedoch nicht drucklösungsbedingt zu sein, sondern können auch einfaches Ausweichen des weicheren Partners bedeuten (Tf. 12, Bild 7).

Die Korn-zu-Korn-Beziehungen sind in erster Linie vom Matrixgehalt der Sandsteine abhängig, d.h. je höher der primäre Tongehalt (größer als 10 %) ist, desto geringer ist die Drucklösung. Der Ton verhindert die Kontakte zwischen den Sandkörnern, so daß keine Drucklösung stattfinden kann. Deshalb findet man in den Sandsteinen mit 15-30 Vol.% Ton vorwiegend kontaktlose, isolierte Körner, die in der Tonmatrix "schwimmen". Die Sandsteine mit konkav-konvexen und suturierten Kornkontakten haben dünne Tonsäume um die Körner, welche die Drucklösung begünstigen.

In Übereinstimmung mit diesen Beobachtungen verhält sich der Gesamttongehalt zur Korn-zu-Korn-Beziehung (Drucklösung) umgekehrt proportional, der prozentuale Anteil an Quarzzement verläuft mit Einschränkungen proportional zur Drucklösung, ausgedrückt durch die Korn-zu-Korn-Beziehung (Tab. 9, 11, 13, 15, 17, 19 und 21 im Anhang).

4.1.2.2.5 POROSITÄT

Die Porositäten der untersuchten Rotliegendeproben sind gering und liegen zwischen 0 und 15 %. Sie sind umso geringer, je größer die Gesamtmenge der Zemente und der Tonmatrix ist (Tab. 9, 11, 13, 15, 17, 19 und 21 im Anhang).

4.1.2.2.6 REIFEGRAD

Der Reifegrad eines Sandsteins ist gegeben durch die Gefügeparameter Sortierung, Rundung und den primären Tongehalt (Gefügereife) und die Gehalte an instabilen Bestandteilen im Verhältnis zu den stabilen (Kompositionelle Reife), ausgedrückt durch das Verhältnis

$$\frac{\text{Quarz}}{\text{Feldspat} + \text{Gesteinsbruchstücke}}$$

Die Gefügereife wird durch die vier Stadien "immature", "submature", "mature" und "supermature" beschrieben (FOLK, 1974). Je besser die Sortierung und Rundung und je niedriger der primäre Tongehalt, desto höher ist die Gefügereife.

Die Sandsteine des Rotliegenden von Südwestdeutschland liegen in drei Reifestadien vor:

- "immature" sind die matrixreichen schlecht sortierten Sandsteine, die als "mud-" oder "debris-flow" angesprochen werden;
- "submature" sind die tonärmeren, mäßig sortierten, fluvialen Sandsteine;
- "mature" sind die mittel- bis feinkörnigen, gut sortierten, tonarmen bis tonfreien Sandsteine, deren Komponenten gut gerundet sind (äolische Sandsteine?).

Die unreifen Sandsteine bilden das Ausgangsstadium der Reifung, den Verwitterungsschutt, der noch keinen Sortierungs- und Auslegevorgän-

gen unterworfen war, im Gegensatz zu den reiferen Sedimenten, die bereits mehrfach umgelagert worden sind.

Die kompositionelle Reife ist dem Anteil an verwitterungs- und transportempfindlichen Feldspäten und RF umgekehrt proportional, deren Gehalt mit zunehmender mineralogischer Reife abnimmt. Aus dem Quotient $\frac{\text{Quarz}}{\text{Feldspat} + \text{RF}}$ ergeben sich für die einzelnen Bohrungen folgende Werte (das Verhältnis $\frac{\text{Quarz}}{\text{Feldspat}}$ wird in Klammern angegeben):

Bohrung Staufenberg:

Unterrotliegendes	1,40 (1,76) - 2,03 (2,43)
Oberrotliegendes	0,70 (1,32) - 3,00 (5,50)
Bohrung Allmersbach B1	0,27 (0,60) - 1,06 (2,06)
Bohrung Neibsheim 1	0,50 (1,00) - 3,40 (6,00)
Bohrung Sulz	0,40 (0,90) - 2,50 (4,00)
Bohrung Urach 3	0,50 (2,00) - 1,70 (34,5)
Bohrung Dingelsdorf 1	0,90 (1,00) - 2,00 (7,4)
Bohrung Dingelsdorf 2	0,10 (0,30) - 1,00 (4,50)

Aus den niedrigen Werten läßt sich ableiten, daß die meisten Sandsteine nur eine geringe kompositionelle Reife besitzen. Einzelne Proben haben eine hohe Gefügereife, aber geringe kompositionelle Reife, was auf eine Reifeinversion zurückgeht. In solchen Sandsteinen liegen gut gerundete Quarze neben annähernd gleich großen, gut gerundeten Feldspäten. Sandsteine mit Reifeinversion sind die unter 4.1.2.2.2 und 4.1.2.2.3 erwähnten gebleichten Sedimente (äolische Sandsteine?).

4.1.2.2.7 BENENNUNG DER SANDSTEINE

Im 3-Komponentendreieck Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücke von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) streuen die Werte stark in den Bereichen feldspat- und gesteinsbruchstückführend sowie feldspat- und gesteinsbruchstückreich.

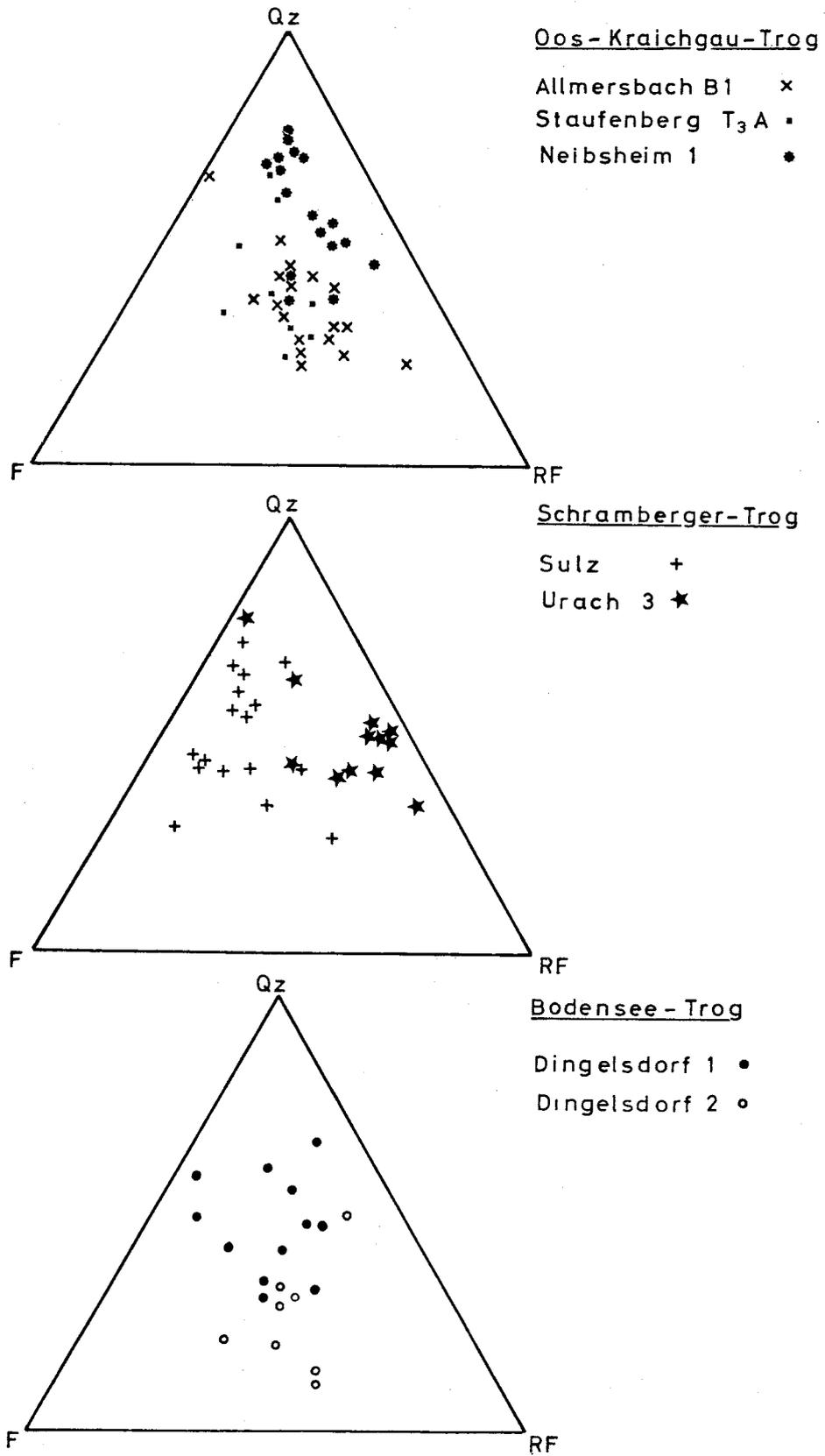


Abb. 25: Klassifizierung der Rotliegendesandsteine im 3-Komponentendreieck.

Innerhalb des Oos-Kraichgau-Troges liegen die Sandsteine aus der Bohrung Staufenberg und Allmersbach in den Feldern feldspat- und gesteinsbruchstückreich (Abb. 25), die Sandsteine aus der Bohrung Neibsheim sind dagegen feldspat- und gesteinsbruchstückführend bis gesteinsbruchstückreich. Von Staufenberg und Allmersbach, dem Rand des Oos-Kraichgau-Troges, nimmt der Quarzanteil in Richtung des vermutlichen Transportweges zu, der Feldspatgehalt ab.

Im Schramberger Trog (Abb. 25) sind die Sandsteine der Bohrung Sulz feldspatreich, besitzen aber nur bis zu 25 % Gesteinsbruchstücke, während jene der Bohrung Urach 3 reich an Gesteinsbruchstücken sind, jedoch nur bis zu 25 % Feldspat führen. Die Sandsteine aus Sulz können demnach als Arkosen bezeichnet werden.

Aus den Werten der Sandsteine aus dem Bodensee-Trog ist kein Trend abzulesen. Sie streuen in den oben genannten Feldern.

Nach der Nomenklatur von DOTT (1964), in die die Matrix als 4. Komponenten miteinbezogen wird, sind die Sandsteine mit 0-15 % Matrix ($<30 \mu\text{m}$) als "arcoses", "arcosic arenites" bzw. als "lithic arenites", bei mehr als 15 % Matrix $<30 \mu\text{m}$ als "arcosic wackes" und "lithic graywackes" zu bezeichnen. Sandsteine mit mehr als 15 % Matrix kommen in größerem Umfang in den Bohrungen Staufenberg und Urach 3 vor, in den anderen Bohrungen nur horizontweise ("mud-flows"). In Allmersbach, Neibsheim, Sulz und Dingelsdorf sind die Sandsteine "arcoses", "arcosic arenites" und "lithic arenites".

4.1.2.3 TONMINERALE

Der Tonmineralinhalt der Sedimentgesteine des Rotliegenden besteht aus Illit, Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralen (I/S-ML), Kaolinit und Chlorit. Der Illit ist das häufigste Tonmineral. Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale kommen nur in Tuffen, Tuffiten und tuffitischen Sandsteinen vor. Kaolinit und Chlorit sind nur untergeordnet von Bedeutung. Chlorit kommt in den meisten Proben in geringen Mengen vor (bis 7 Vol.%), Kaolinit tritt in Proben des Unterrotliegenden und an der Basis der Oberrotliegenden auf (bis 10 Vol.%).

4.1.2.3.1 ILLIT

Matrixillit:

Er bildet den größeren Teil der feinkörnigen, tonigen Matrix der "debris-" und "mud-flows", Sand-, Silt- und Tonsteine und ist in den roten Sedimenten mit Eisenoxidhydrat pigmentiert. Dieser Illit hat bei XRD-Untersuchungen der Fraktion $\leq 2 \mu\text{m}$ Peaks bei $10,10 \text{ \AA}$, $4,96 \text{ \AA}$ und $3,22 \text{ \AA}$. Der Peak bei 10 \AA zeigt keine Ausweitung nach Glykolisieren. Im REM-Bild erkennt man seine Blättchenform (Tf. 11, Bild 5).

Authigener Illit:

Dieser Illit tritt in einigen Horizonten des Rotliegenden Südwestdeutschlands in Form tangentialer Illitsäume (Tf. 6, Bild 4,5,6), als Faserillit (Tf. 7, Bild 1,2,4) und wabenförmiger Illit (Tf. 10, Bild 3 und 4) auf und ist in situ entstanden. Er kommt mit einer Häufigkeit von 5-10 Vol.% vor, nur in einer Probe mit 15 Vol.% (T3A, Probe 89). Der tangentielle Illit ist parallel zur Kornoberfläche der Gerüstminerale ausgerichtet und besteht aus sich überlappenden Blättchen (Tf. 7, Bild 1 und 3); er hüllt die Körner in Form von "blättertartigeartigen" "coatings" ein. Die Hüllen können $20 \mu\text{m}$ dick werden. In den Sandsteinen des Unterrotliegenden verdrängen sie Quarze und Feldspäte (Tf. 7, Bild 5), denn die Gerüstminerale haben häufig konkave Kornoberflächen, wenn sie solche "coatings" tragen. Die tangentialen Illite können die Körner ganz einhüllen; meist fehlen sie aber an den Kornkontaktstellen (Tf. 6, Bild 2). In roten Sandsteinen sind die "coatings" durch Eisenoxidhydrat pigmentiert.

Der Faserillit steht senkrecht auf den Illit-"coatings" (Tf. 8, Bild 1-5) oder wächst schräg im Winkel von $30-45^\circ$ aus dem tangentialen Illit in den Porenraum (Tf. 7, Bild 2). Er tritt in Form von Leisten auf, die $0,1-0,3 \mu\text{m}$ breit, $0,05 \mu\text{m}$ (500 \AA) dick und $30 \mu\text{m}$ lang sind. Mit Hilfe der energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse (ORTEC) wurden Silicium, Aluminium und Kalium und in geringen Mengen Eisen identifiziert (Tf. 8, Bild 6). Die Längsachsen der Illit-

litfasern sind \pm parallel einer Winkelhalbierenden zwischen der a- und b-Achse aufgespannt (HUGGETT, 1982). Sie sind häufig gekrümmt oder gebogen und an den Enden gegabelt und gespalten. Sie vermindern die Porosität und vor allem die Permeabilität in den Sandsteinen. Die XRD-Untersuchungen der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ an orientierten Präparaten ergaben Reflexionen bei $9,94 \text{ \AA}$, $4,97 \text{ \AA}$ und $3,33 \text{ \AA}$ (Probe S1, Bohrung Sulz).

Auch der authigene Illit enthält keine quellfähige Komponente, da sein 10-\AA -Reflex durch Äthylenglykolbehandlung nicht verändert wird. Der Faserillit ist in der Lage, auf Rissen in Gerüstmineralen (Quarz und Feldspäte) vorzudringen und sie zu verdrängen (Tf. 9, Bild 4, 5 und 6). Wenn sich in einem Gerüstmineral die Illitfasern von mehreren Seiten vorschieben, kann das Korn in stückige Einzelkörnern zerlegt werden.

Um die Illitpolytypen der authigenen Illite zu bestimmen, wurden Debye-Scherrer-Aufnahmen gemacht (Probe S1, Bohrung Sulz). Dafür wurde zuvor versucht, die einzelnen Illitarten voneinander zu trennen, indem der betreffende Sandstein durch vorsichtiges Zerdrücken zerkleinert und mit destilliertem Wasser aufgeschlämmt wurde. Dadurch sollten Bruchstücke des Faserillits gewonnen werden (Probe A). Nachdem die Sandsteinprobe anschließend mehrfach ausgewaschen worden war, wurde versucht, die Hüllenillite mit Ultraschall abzutrennen (Probe B). Beide Proben wurden unter dem REM betrachtet. Die Trennung ist - wie zu erwarten - nicht vollständig gelungen, so daß die Proben Mischungen aus beiden Illitarten enthalten. Probe A zeigte jedoch überwiegend Faserillite, Probe B überwiegend Hüllenillite. Interessanterweise haben sich die Faserillite nach dem Aufschlämmen und Trocknen bei $50 \text{ }^{\circ}\text{C}$ zu Illit-Ballen zusammengelagert, aus denen die Fasern herausragen. Derartige Ballen aus Faserilliten wurden auch von HUGGETT (1982) beschrieben und als Artefakte der Präparationstechnik gedeutet.

Die Auswertung der Debye-Scherrer-Aufnahmen ergaben bei den Hüllenilliten (Probe B) Linien bei $4,11 \text{ \AA}$ (021) und $3,66 \text{ \AA}$ (11Z); sie sprechen für einen 1-Md-Polytyp. Diese Linien fehlen in der Probe A mit überwiegend Faserilliten. Einen weiteren Hinweis auf einen 1-Md-Illit in der Probe B geben die Linien bei $4,52 \text{ \AA}$ (020),

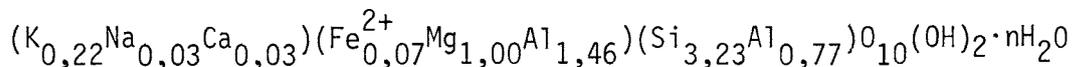
3,10 Å (112) und 2,60 Å (130), die diffus ausgebildet sind. Probe A zeigt eine Linie bei 2,90 Å (113̄), die für einen 1-M-Polytyp spricht und in Probe B nicht vorkommt. Die Debye-Scherrer-Aufnahmen weisen darauf hin, daß in der Probe A überwiegend 1-M- neben 1-Md-Illit vorliegt, während in der Probe B der 1-Md-Illit überwiegt. Hieraus schließe ich, daß die Hüllen aus dem 1-Md-, die Fasern aus dem 1-M-Polytyp von Illit bestehen.

Chemische Analysen der authigenen Illite mittels Mikrosonde ergaben folgende mittlere Zusammensetzung:

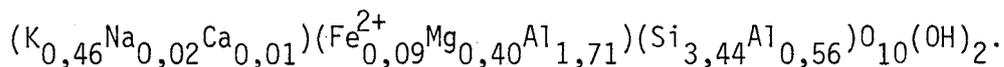
	Hüllen (Gew.%)	Fasern (Gew.%)
SiO ₂	39,84	49,30
Al ₂ O ₃	23,38	27,60
FeO	1,09	1,55
MgO	8,29	3,89
CaO	0,33	0,20
Na ₂ O	0,18	0,12
K ₂ O	2,17	5,13
Summe	75,28	87,79

Die Differenzen zu 100 % sind Wasser und nicht analysierte Spuren.

Die ungefähre Illitformel, berechnet nach der Durchschnitts-illitformel von WEAVER & POLLARD (1973) ist für den Hüllenillit:



und für die Faserillite:



Der Hüllenillit fällt durch seinen geringen K₂O- und SiO₂-Gehalt und seinen hohen MgO-Gehalt auf.

In den Sandsteinen beobachtet man noch einen dritten Illit-typus, der aus wabenförmigen Illitaggregaten besteht. Sie sind aus Illitfasern entstanden, die in Winkeln von 60° und 120° übereinander liegen und miteinander verwachsen sind (Tf. 10, Bild 3-5). Die Räume zwischen den Illitleisten sind durch Ausfuchung mit Illit geschlossen worden, so daß diagenetisch gesproßte Schichtsilikate entstanden sind, deren Umrise manchmal jene von Glimmern nachzeichnen (Tf. 10, Bild 5). Die Illitwaben verschließen die Restporen fast völlig, offen bleiben nur Mikroporenräume.

Der Gehalt an authigenem Illit ist nicht proportional zum Gehalt an vulkanischen Gesteinsbruchstücken. Authigener Illit kommt immer nur zusammen mit Pseudomatrix vor (Tab. 10, 12, 14, 16, 18 und 20 im Anhang), wobei folgender Trend erkennbar ist: der Gehalt an authigenem Illit nimmt exponential mit dem Anteil an Pseudomatrix ab (Abb. 26), so daß ein Zusammenhang zwischen der Bildung von Pseudomatrix, die bevorzugt aus instabilen vulkanischen Komponenten entsteht (s. S. 92), und dem authigenen Illit wahrscheinlich ist.

Die Abhängigkeit von authigenem Illit und Pseudomatrix läßt sich am besten in den Sandsteinen der Bohrungen Allmersbach B1 und Neibsheim beobachten, weil diese kaum primären Ton besitzen und weil hier eine klare Unterscheidung zwischen diagenetisch gebildetem Illit und Pseudomatrix möglich ist. In den anderen Bohrungen ist die Quantifizierung von Matrix und authigenem Illit schwierig.

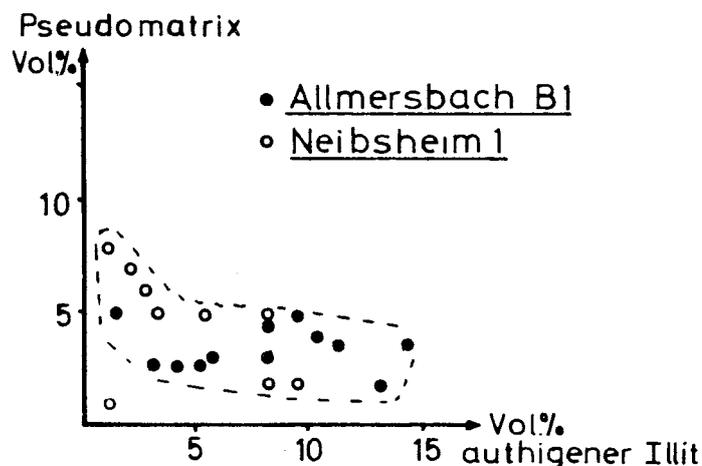


Abb. 26: Abhängigkeit von authigenem Illit (tangentialer, radialer und wabenförmiger Illit) und Pseudomatrix in den Proben der Bohrungen Neibsheim 1 und Allmersbach B1.

Authigener Illit bildet sich nur in Sandsteinen, die vor seiner Abscheidung noch Porositäten von ca. 20 % besaßen und weniger als 10 % primäre Tonmatrix hatten.

Außer authigenen, langprismatischen Quarzen, die noch vor dem Illitzement gebildet wurden (siehe Kap. 4.1.2.4.1.1), sind bei der Abscheidung des tangentialen Illits keine porenfüllenden Zemente vorhanden gewesen, d.h. die Permeabilitäten der Sandsteine müssen vor der Abscheidung des Illits noch hoch gewesen sein.

Voraussetzung für das Wachstum der Faserillite sind die Hüllenillite, die als Kristallisationskeime dienten (s. auch Kap. 5.2.3.3, S. 142).

4.1.2.3.2 ILLIT-SMEKTIT-WECHSELLAGERUNGSMINERALE (I/S-ML = ILLIT-SMEKTIT "MIXED LAYER")

Sie kommen in epiklastisch-pyroklastischen Mischgesteinen und in den Pyroklastika vor. Unter dem REM erkennt man blättchen- bis schichtförmige Tonminerale, die schwer von den Matrixilliten zu unterscheiden sind. Sie durchziehen den Porenraum als parallele Lagen, in die authigene Silikate, z.B. Biotite und vulkanische Quarze, eingeschlossen sind (Tf. 13, Bild 4). Der 10-Å-Peak der orientierten Proben $< 2 \mu\text{m}$ zeigt einen asymmetrischen Anstieg zu größeren d-Werten hin (Abb. 27). Nach Glykolisieren wandert der Peak von 10 Å zu 11 Å und wird niedriger. Die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ enthält Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale und außerdem diskreten Illit. Nach HOWER (1981) wird der Smektitanteil auf 20-30 % geschätzt. Bei Erhitzen der ML auf 550 °C schrumpft der Gitterabstand wieder auf 10 Å. Da die höheren (001)-Reflexe keine integrierten Serien bilden, handelt es sich um unregelmäßige Wechselagerungsstrukturen.

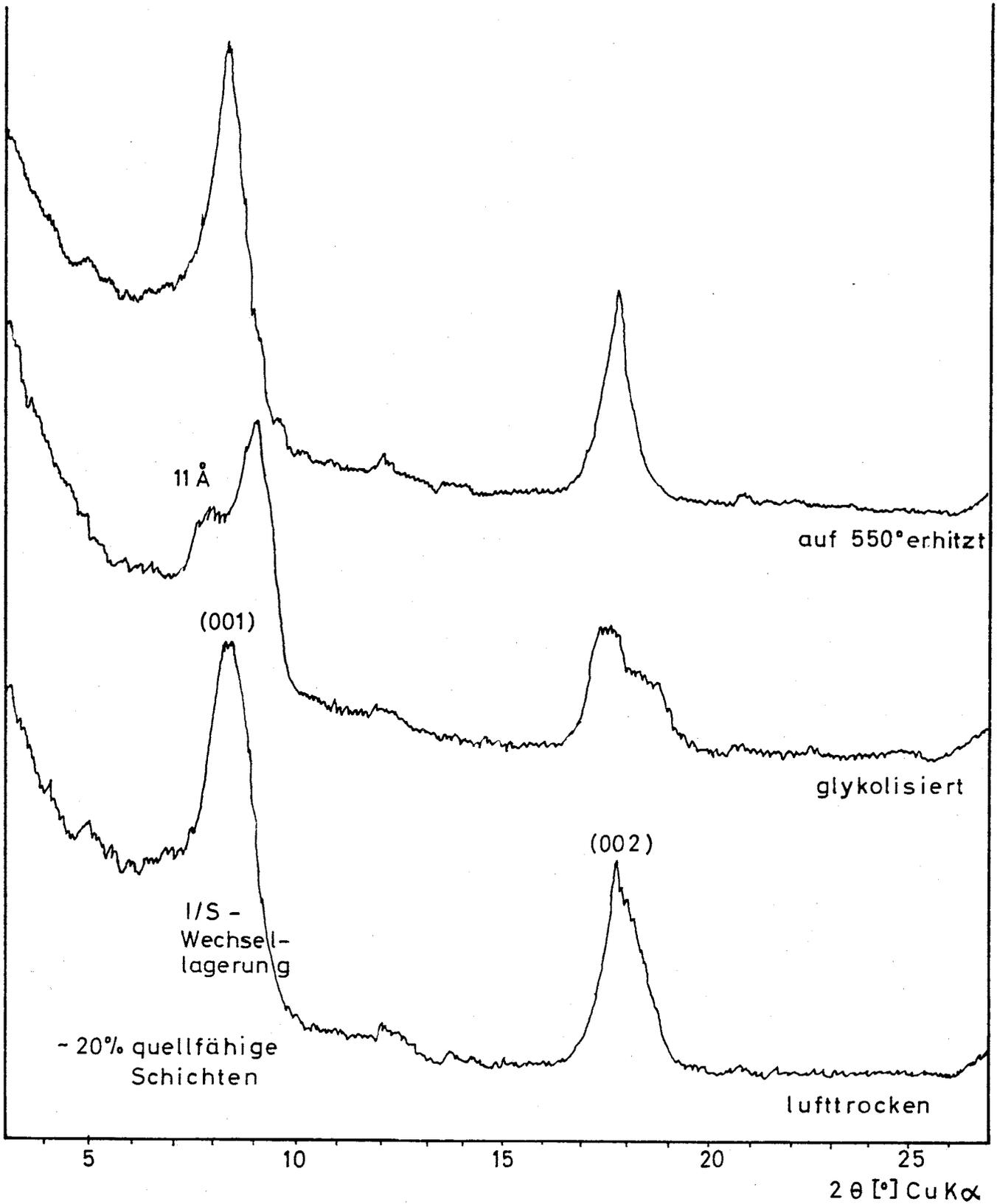


Abb.27: Röntgentexturaufnahme der Fraktion $< 2\mu\text{m}$ eines Tuffs aus dem Oberrotliegenden von Baden-Baden (Probe B 15).

4.1.2.3.3 KAOLINIT UND CHLORIT

Der Kaolinit in den Sandsteinen ist sehr wahrscheinlich mit Ausnahme der Proben D1/6-D1/9 (Dingelsdorf 1) nicht authigen sondern angeliefert (Tab. 18 im Anhang). In den genannten Proben kommt er blättchen- und rosettenförmig in den Poren sowie in Feldspäten und Gesteinsbruchstücken vor; hier wurde er in situ gebildet (Tf. 5, Bild 8). Er verdrängt den Matrixillit und ist somit später entstanden. Im Röntgendiagramm erkennt man ihn an seinen (001)- und (002)-Reflexen, die bei $7,2 \text{ \AA}$ und $3,59 \text{ \AA}$ liegen. Kaolinit in Form der typischen Geldrollenaggregate wurde nicht gefunden.

Der Chloritgehalt der Rotliegendensedimente ist teilweise angeliefert, teilweise authigen. Der angelieferte Chlorit kann von den chloritisierten Glimmern der Granite und Gneise der Liefergebiete abgeleitet werden. Authigenen Chlorit beobachtet man als Umbildung von Biotit im Porenraum, wo er sich rosettenförmig unter Verdrängung früher gebildeter Kaolinitaggregate abgeschieden hat. Im mittleren Abschnitt der Bohrung Urach 3 kommt Chlorit als Neubildung in vulkanoklastischen Kieselgesteinen vor. Bei der XRD-Untersuchung des Chlorit ergaben sich folgenden Reflexe: $14,01 \text{ \AA}$ (001), $7,10 \text{ \AA}$ (002), $4,79 \text{ \AA}$ (003), $3,53 \text{ \AA}$ (004). Die Chlorite sind eisenreich, denn die geradzahligen Peaks haben höhere Intensitäten als die ungeradzahligen. Nach Glykolbehandlung bleiben die Gitterabstände des Kaolinit und Chlorits unverändert.

4.1.2.4 ZEMENTE

4.1.2.4.1 QUARZ- UND CHALCEDONZEMENT

Es sind drei verschiedene Quarztypen, die als Porenfüllungen vorkommen, zu unterscheiden:

- a) idiomorphe, langprismatische Quarzkristalle, die auf sauberen Quarz-Kornoberflächen aufgewachsen sind (Tf. 6, Bild 1 und 2),
- b) syntaxiale Umwachsungen von Quarzkörnern (Tf. 5, Bild 1),
- c) gedrungene, idiomorphe Quarzkristalle, die im Porenraum auf Keimen aufgewachsen sind (Tf. 10, Bild 6).

Die idiomorphen Quarze sind nadelige, langprismatische Kristalle, die von Kristallflächen begrenzt werden. Sie kommen nur in den gebleichten Sandsteinen des oberen Oberrotliegenden vor (Kap. 4.1.2.2.2 und 4.1.2.2.3). Sie sind streng homoaxial auf dem Mutterkorn aufgewachsen und stehen wie "Orgelpfeifen" in eine Richtung. Sie sind immer auf reinen Quarzoberflächen entstanden, die keine "coatings" tragen. An wenigen Stellen scheint ihnen eine Quarzabscheidung von syntaxialen Quarz-"rims" vorangegangen zu sein (Tf. 6, Bild 2). Wie durch Kathodenlumineszenzmikroskopie deutlich wird, handelt es sich bei diesen Quarzen um eine diagenetische Zementbildung (Tf. 14, Bild 1 und 2). Die Quarznadeln werden von tangentialem Illit eingehüllt (Tf. 6, Bild 3).

Die syntaxialen Anwachssäume sind vom Mutterkorn durch einen dünnen Schmutzrand oder einen Eisenoxid-"coating", seltener durch eine Illithülle getrennt. Dieser klare, einschlußfreie, monokristalline Quarzzement schließt die Illitfasern ein, die radial in den Porenraum stehen (Tf. 9, Bild 1-3). Der Quarz kann die entsprechenden Poren ganz ausfüllen und plombieren. In manchen Sandsteinen hat sich im Anschluß an diese Quarzzementabscheidung noch eine polykristalline Quarzzementgeneration gebildet (Probe S4, Bohrung Sulz). Zwischen beiden liegt eine schwache Illitauthigenese.

Als letzte Quarzgeneration treten gedrungene, säulige Quarze auf, die auf Kristallkeimen im Porenraum aufgewachsen sind. Sie tragen keine Illithüllen (Tf. 10, Bild 6).

Chalcedon kommt nur in Sand- und Siltsteinen des obersten Oberrotliegenden der Bohrung Allmersbach (Proben A 13/1, A 10/2), an der Grenze Rotliegendes/Bröckelschiefer vor. Der Chalcedon kann 7,5 Vol.% der Sandsteine ausmachen. Er kommt als Hohlraumfüllung oder schlierig vor und wird von Fasern gleicher Länge aufgebaut, die radialstrahlig angeordnet sind. Der optische Charakter ist im Gegensatz zu jenen Chalcedonen in Vulkaniten "length-slow" (Quarzin), sie sind dicker und nicht so gleichmäßig radial angeordnet. In den Hohlräumen hat sich zuerst mikrokristalliner Quarz bei hoher Keimbildungsrate abgeschieden, dann fibröser Chalcedon. Die Füllung der Konkretionen erfolgte zum Schluß durch grobkristallinen Quarz bei geringer Kristallisationsrate. Dort, wo nicht mehr genügend Kieselsäure zur Verfügung stand, blieben die Hohlräume offen und konnten mit Dolomit ausgefüllt werden.

4.1.2.4.1.1 KATHODENLUMINESZENZMIKROSKOPIE (CL)

Zwei Proben wurden mit CL untersucht. Die erste Probe stammt aus der Bohrung Dingelsdorf (D1/1) und ist ein mittelkörniger, gebleichter Quarzsandstein aus dem Oberrotliegenden, der die unter 4.1.2.4.1 beschriebenen langprismatischen Quarznadeln auf Quarzkörnern und syntaxialen Quarzzement besitzt. Durch die CL wird sichtbar, daß in D1/1 überwiegend violett leuchtende Quarze vorkommen (Tf. 14, Bild 1 und 2). Nach ZINKERNAGEL (1978) stammen violett lumineszierende Quarze überwiegend aus magmatischen Gesteinen. Dies deckt sich auch mit dem mikroskopischen Befund, in dem überwiegend plutonische und vulkanische Quarze identifiziert wurden. Die Quarznadeln leuchten dagegen kaum oder schwach weißblau (Tf. 14, Bild 1). Sie wurden diagenetisch bei Temperaturen unter 300 °C gebildet. Sie werden von tangentialen Illiten umgeben.

In D1/1 kommen auch zerbrochene Quarz- und Feldspatkörner vor, die durch sekundären Quarz verheilt sind. Die Auflager, an denen sie zerbrachen, sind im Gefüge erkennbar. Zerschneiden von Quarzen und Drucklösung lassen darauf schließen, daß die chemischen Bedingungen für eine Quarzzementation gegeben waren. Quarzanwachssäume sind jedoch selten zu beobachten, so daß die Oberflächen der Körner scheinbar keine Quarzabscheidung zuließen, d.h. "vergiftet" waren. An frisch geschaffenen Bruchflächen konnte sekundärer Quarz als syntaxialer Anwachsraum aufwachsen. Die CL bestätigt die licht- und elektronenmikroskopischen Untersuchungen:

- die langprismatischen Quarznadeln sind noch vor dem tangentialen Illit entstanden,
- die syntaxialen Quarzanwachssäume haben sich in einem späteren Diagenesestadium, z.B. als Folge der Drucklösung, gebildet.

Spätdiagenetischer, orange leuchtender Karbonatzement verdrängt die Quarzzemente und die Gerüstminerale (Tf. 14, Bild 2).

Die detritischen Quarze in D1/1 zeigen hellblaue-weiße Säume und Risse in den Körnern, die ebenfalls hellblau lumineszieren (Tf. 14, Bild 1). Solche Säume beobachtete ZINKERNAGEL (1978, S. 11-12) an Quarzen von Kontaktgesteinen in 100 m Entfernung vom Kontakt. Möglicherweise beruht dieser Effekt auf einer Rekristallisation des äußeren Randes und der Risse der Körner, die durch Temperaturerhöhungen verursacht wurde, welche im Anschluß an die Abkühlung der Schwarzwälder Granite erfolgt sein könnte. Da diese Erscheinungen jedoch noch ungeklärt sind, sollen sie vorläufig als Artefakte betrachtet werden.

Die zweite mit der CL untersuchte Probe U8/15 aus der Bohrung Urach 3 stellt ein außergewöhnliches Gestein dar. Sie stammt aus einer 20 m mächtigen bituminösen, kieseligen Serie, die zwischen 1 266 und 1 288 m liegt. Das Gestein ist ein brekziöses Kieselgestein. In tonig-bituminöse Matrix sind ausgelängte Schlieren und splitterartige Fetzen aus feinkörnigem Quarz eingelagert (Tf. 3, Bild 1). Die Quarze sind hypidiomorph, teilweise in Pflasterstruktur oder zu kugeligen Quarzaggregaten kristallisiert (Tf. 3, Bild 2). Zwischen den Einzelkristallen und im Zentrum der Kugeln

ist Porenraum, der mit organischer Materie gefüllt ist. Horizontweise sind Pyritframboide lagig angereichert. Möglicherweise entstanden die Schlieren und Fetzen aus einer zusammenhängenden Lage von Kieselgel durch Rutschung. Differentielle Kompaktion hat die Schlieren später weiter verformt. Das Silikatgel kristallisierte diagenetisch zu Quarz, wobei durch Wasserabgabe Porenräume entstanden, die sich später mit organischer Substanz (Bitumen) füllten. Schließlich schied sich Zinkblende aus, auf die Calcitkristallisation folgte. Die CL-Beobachtung zeigt, daß die Quarzzementation in dieser Probe mehrphasig verlief (Tf. 14, Abb. 3). Es lassen sich unterscheiden (Mitt. Dr. Zinkernagel):

- a) eine dunkelblau lumineszierende, gefügebrauende, feinkristalline Matrix mit kleinen Poren, die hellbläulich leuchtende Wände haben,
- b) rötlich leuchtender Quarz, etwas gröber kristallin, der die größeren Poren auskleidet oder völlig einschließt,
- c) dunkelblau und rötlich lumineszierende, klare, größere Quarzkristalle, die noch offene Poren verschließen; dieser Zement scheint zeitgleich mit der Zementation der Gleitflächen der zerscherten Kiesellagen zu sein.
- d) Jüngste Zementfüllung ist ein orange leuchtender Calcit, der in den Gleit- bzw. Scherflächen vorkommt.

4.1.2.4.2 SULFATZEMENT

Gips- und Anhydritzement kommen am häufigsten in Schichten des oberen Oberrotliegenden vor, treten aber auch schon im Unterrotliegenden auf. Der Anhydrit umschließt die detritischen Körner nach Art eines poikilitischen Gefüges oder bildet nesterförmige Porenfüllungen. Die Kristalle besitzen rechtwinklige Spaltrisse. Der Anhydrit kann in Gips umgewandelt sein, was möglicherweise erst bei der Dünnschliffherstellung erfolgte. Einzelne Gipskristalle sind tafelig nach (010) ausgebildet; Gips ist durch seine geringe Doppelbrechung vom Anhydrit leicht zu unterscheiden. Die Probe S1 aus der Bohrung Sulz enthält Fasergips als Zement.

Anhydrit verdrängt Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücke, Tonmatrix, authigene Tonminerale und Quarzanwachssäume, aber nicht die Illithüllen auf den Korngrenzen, so daß die Gerüstminerale mit schützender Hülle von der Korrosion verschont blieben. Nicht selten beobachtet man detritische Körner in tieferen Teilen der Profile (unteres Ober- und Unterrotliegendes), die teilweise von Gips und Anhydrit verdrängt werden, ohne daß der Porenraum sulfatisch zementiert ist. Da die sulfatischen Bereiche der Körner oft abgerollt sind, müssen die Verdrängungen bereits vor dem Transport des Detritus erfolgt sein, als die Körner eventuell in sulfatische Krusten eingelagert waren. Der Sulfatzement wird seinerseits pseudomorph von Karbonatzement verdrängt und ist demnach früher als der Karbonatzement (Tf. 11, Bild 1).

4.1.2.4.3 KARBONATZEMENT

In den Bohrungen des Oos-Kraichgau-Troges kommt im Oberrotliegenden nur Dolomitzement vor, im Unterrotliegenden der Bohrung Staufenberg Calcitzement. Die Bohrungen Sulz und Urach 3 sind nicht einheitlich karbonatisch zementiert: beide sind im Hangenden dolomitisch, im mittleren und liegenden Teil calcitisch zementiert. In den Rotliegenden Sandsteinen der Bohrungen Dingelsdorf 1 und 2 kommt nur Calcitzement vor (Tab. 8, 10, 12, 14, 16, 18 und 20 im Anhang).

In den Gesteinen treten folgende karbonatischen Bestandteile auf:

- Calcitzement,
- Dolomitzement,
- Sideritzement,
- zusammenhängende Krusten oder Bruchstücke von ehemaligen Krusten,
- detritische Karbonatkörner und
- Karbonatkonkretionen.

Der Calcit- und Dolomitzement bildet im Sandsteingefüge große Kristalle, die die gesteinsbildenden Minerale poikilitisch umschließen. In Silt- und Tonsteinen kommt mikritischer Karbonatzement vor. Die Korngrenzen der detritischen Minerale werden lappig korrodiert, so daß ihr ehemaliger Rundungsgrad nicht mehr erkennbar ist. Die Karbonatisierung kann soweit fortschreiten, daß die Körner den Kontakt untereinander verlieren. Calcit und Dolomit verdrängen die Gerüstminerale, die Matrix, die authigenen Tonminerale und alle älteren Zemente. Beim Wachstum wird der eisenoxidische Ton der Grundmasse als unlöslicher Rückstand zwischen den Kristallflächen eingeschlossen. Nicht selten sind Calcit und Dolomit pseudomorph nach Anhydrit und haben dann würfeligen Habitus. In einigen Feldspäten haben sich Karbonatrhomboeder gebildet. Der Kalifeldspat wird am stärksten von Calcit und Dolomit verdrängt. Häufig ist er bis auf geringe Reste, manchmal völlig, von Calcit ersetzt (Tf. 11, Bild 2). Verschont werden solche Quarze, Plagioklase, plutonische und metamorphe Gesteinsbruchstücke, die von Illit- und Eisenoxid-"coatings" umgeben sind, während die vulkanischen Gesteinsbruchstücke und sericitisierten Feldspäte, unabhängig davon, ob sie eine Hülle tragen oder nicht, stark verdrängt werden; oft erkennt man nur noch an ihren Eisenoxid-"coatings" in karbonatischer Grundmasse, wo früher gerüstbildende Körner vorhanden waren. Das dreiwertige Eisen wird zum Teil vom Karbonat aufgenommen und in Form von oxidischen Schlieren und Flittern eingelagert.

In manchen calcitisch zementierten Sandsteinen beobachtet man als letzte Zementgeneration geringe Mengen an Sideritzement. Er hat sich allerdings nur in grauen oder weißen, pyritführenden Sandsteinen als Haube auf Calcitkristallen gebildet.

In manchen Sandsteinen findet sich Karbonat nur auf Spaltrissen von detritischen Körnern, ohne daß der Sandstein Karbonatzement aufweist. Das bedeutet, daß diese Körner vor ihrer endgültigen Ablagerung Kontakt mit karbonathaltigen Lösungen gehabt haben müssen.

Besonders in Sandsteinen aus dem oberen Oberrotliegenden findet man vereinzelt aufgearbeitete Karbonatkrusten, z.B. in den Bohrungen Allmersbach (AI4/5), Sulz (S3), Dingelsdorf (D2/15, D2/20) (Tf. 5, Bild 1 und 2). In Dingelsdorf 1 fand sich ein 2 cm großes

Bruchstück, das aus Pellets mit sparitischem Zement besteht. Die Pellets sind aus euhedralem, rekristallisiertem Calcit zusammengesetzt. In den Pellets sind Quarze und Chertkörner eingestreut. In D2/20 liegt eine 5 mm lange Karbonatkruste vor, die parallele Struktur schwach erkennen läßt. Quarz- und Feldspatkörner und vulkanische Gesteinsbruchstücke werden von Calcit umschlossen und stark korrodiert. Das Karbonat setzt sich aus ungleichkörnigen Kristallen zusammen, die in runden Bereichen innerhalb der Kruste (ehemalige Hohlräume?) größer werden. An diesen Stellen zeigen die Calcitkristalle eine Korngrößenzunahme von außen nach innen. In Allmersbach haben manche Krustenbruchstücke schlieriges oder paralleles Gefüge. Manche sind von radialen, karbonatgefüllten Rissen durchzogen, wie sie in Geoden vorkommen. Das Karbonat der Bruchstücke greift auf den Porenraum über und dehnt sich aus.

Karbonatkörner kommen in der Bohrung Sulz, Probe S8, in einem Siltmergel mit Fossilschutt und organischer Substanz vor. Die Körner haben 0,1 mm Durchmesser, sind rund und bestehen aus Calcitmikrit. Sie werden von Tonhäutchen umwickelt, müssen demnach syngenetisch sein. Die Tonminerale und die organische Substanz des Siltmergels sind an der Ober- und Unterseite der Calcitknöllchen durch die Kompaktion gestaucht worden.

Im Unterrotliegenden der Bohrung Staufenberg kommen bis zu 12 mm lange runde bis ovale Calcitkonkretionen vor (BACKFISCH, 1981). Sie sind frühdigenetischer Entstehung, da das Sediment erst nach ihrer Bildung kompaktiert wurde.

4.1.2.4.4 HÄUFIGKEIT DER ZEMENTMINERALE

Der Quarzzement ist nur in den Oberrotliegend-Sandsteinen von Bedeutung, wo er 20 % des Porenvolumens einnehmen kann. Meist beträgt sein Anteil jedoch nur 1-5 Vol.% des Porenraums.

Zwischen Quarzzement und Drucklösung (Korn-zu-Korn-Beziehung) ist eine Beziehung herzustellen (siehe Kap. 4.1.2.2.4). Es gibt aber

auch Sandsteinhorizonte, in denen sich die Körner nur tangential bis punktförmig berühren und die stark eingekieselt sind, so daß hier nicht die Drucklösung die Kieselsäurequelle sein kann. Die mittel- und feinkörnigen Sand- und Siltsteine sind im allgemeinen stärker kieselig zementiert als die grobkörnigen Sandsteine.

Der Tongehalt beeinflußt die Quarzzementation. Die Quarznadeln kommen nur in Sandsteinen mit weniger als 5 % Tonmatrix vor, während die syntaxialen Quarzanwachssäume noch in Sandsteinen mit Tongehalten bis zu ca. 30 % abgeschieden werden; generell sind aber die Sandsteine, die stark eingekieselt sind, matrixarm mit einem Gesamttongehalt von weniger als 10 % und führen kein oder nur wenig Eisenoxidhydrat. Der Quarzzementgehalt verläuft umgekehrt proportional zum Tonmatrixanteil (Tab. 9, 11, 13, 15, 17, 19 und 21 im Anhang).

Der Gips- und Anhydritzement kommt mit 4-5 Vol.% in den Sandsteinen vor.

Der mit der Karbonatbombe bestimmte Calcitgehalt beträgt maximal 40 Gew.%, im Mittel 10-25 Gew.%, der Dolomitgehalt maximal 60 Gew.%, im Mittel 20 Gew.%. Der Karbonatanteil ist umgekehrt proportional zum Quarz- und Matrixgehalt und zum authigenen Illit, weil diese Komponenten von den Karbonaten verdrängt werden (Tab. 9, 11, 13, 15, 17, 19 und 21 im Anhang). Im Gegensatz zum Quarzzement findet man Karbonatzement bevorzugt in den grobkörnigeren Sandsteinlagen.

4.1.2.5 TONIGE MATRIX

Als tonige Matrix wird die feinkörnige Porenraumausfüllung der Sandsteine $\leq 30 \mu\text{m}$ bezeichnet, die aus Tonmineralen, Eisenoxidhydrat, Glimmern und feinkörnigem Quarz- und Feldspatdetritus besteht. DICKINSON (1970) unterscheidet zwischen Proto-, Ortho-, Epi- und Pseudomatrix. Die erste ist der eingefangene, eingeschwemmte detritische Ton in Sedimentgesteinen, die zweite rekristallisiertes toniges

Material, die dritte ist diagenetisch aus der Umwandlung von instabilen Sandkörnern, die vierte aus zerquetschten Gesteinsbruchstücken entstanden (Abb. 28).

In den Rotliegendesandsteinen kann man zwischen Pseudo-, Epi- und Protomatrix unterscheiden, wobei die Trennung zwischen Proto- und Epimatrix nicht immer möglich ist.

Als Protomatrix wird der Tonanteil verstanden, der mit der Sandfraktion angeliefert und abgelagert wurde. Nach WALKER (1967) kann Ton auch durch mechanische Infiltration beim Einsickern von tonbeladenen Wässern in klastische Ablagerungen von "alluvial fans" eingeschwemmt werden. Er scheidet sich dann geopetal an den Gerüstmineralen ab. Derartige Gefüge kommen nur andeutungsweise vor; sie können im Zuge der Kompaktion verwischt worden sein. In den meisten Rotliegendesandsteinen ist die Protomatrix durch dreiwertiges Eisen rotgefärbt, das zwischen den Tonblättchen und anderen Silikatmineralen verteilt ist. In gebleichten Sandsteinen ist die Matrix grau, da das Fe^{3+} zu Fe^{2+} reduziert worden und im Pyrit gebunden ist.

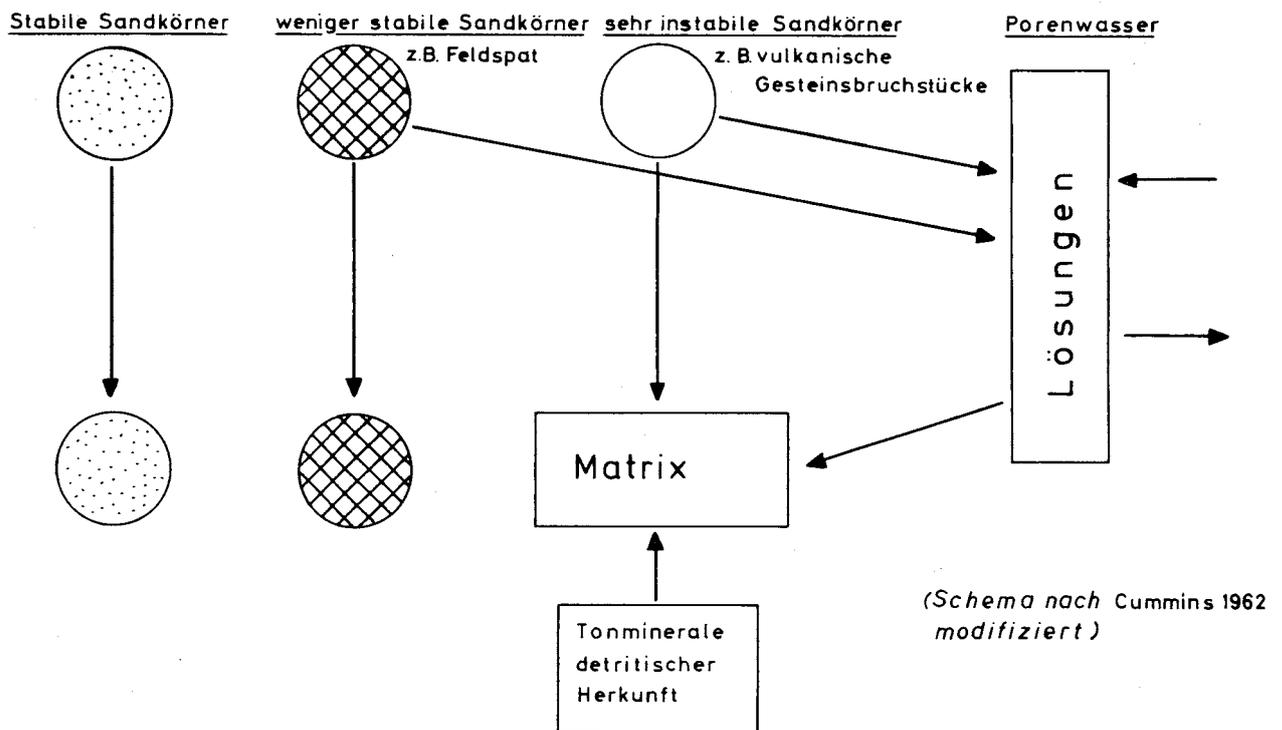


Abb. 28: Herkunft der Matrix in den Rotliegendesandsteinen.

Die detritische Tonmatrix kann bis zu 60 Vol.% eines Sandsteines ausmachen. Die Sandkörner liegen in solchen "Tonsandsteinen" isoliert vor (siehe auch Kap. 4.1.1).

Die Epimatrix wird von inhomogenem tonigem Material gebildet, das zwar während der Diagenese im offenen Porenraum entstanden ist, aber nicht den Kristallhabitus und die Wachstumsmuster von phyllosilikatischem Zement zeigt, der in Kapitel 4.1.2.3, S. 75 unter authigenen Tonmineralen abgehandelt wurde.

Der Begriff Pseudomatrix wird im Sinne DICKINSON's (1970) verwendet und steht für deformierte, kompaktierte und in Auflösung begriffene instabile Gesteinsbruchstücke und Feldspäte, die sich in situ umgewandelt haben. Im Rotliegenden Südwestdeutschlands sind hauptsächlich ehemals glasige, vulkanische Gesteinsbruchstücke und Feldspäte an der Bildung von Pseudomatrix beteiligt. Die instabilen vulkanischen RF und die Feldspatkristalle, die bereits im Ausgangsgestein oder während des Transports chemisch aufgelöst werden können, werden nach der Ablagerung in den Sandsteinen durch Kompaktion in den Porenraum gedrückt (Tf. 12, Bild 1 und 2). Dabei kann ihre Kornform und Textur weitgehend ausgelöscht werden. Durch diagenetische Vorgänge im Porenraum lösen sich die Körner auf und Tonminerale bilden sich aus der Porenlösung. Dieser authigene Ton erhöht den Anteil der interstitiellen Matrix. Die Lösungsvorgänge schreiten zum Zentrum des Kornes fort, bis es völlig aufgelöst und umgewandelt ist. Es liegen dann Tonmineralpseudomorphosen nach einem ehemals glasigen vulkanischen RF oder nach einem Feldspat vor (Tf. 10, Bild 2). Ähnliche Umwandlungen beobachtet man auch an Feldspäten. Die Lösung kann parallel von Spaltrissen, Schwächezonen im Kristall oder von der Oberfläche her erfolgen, wobei dann häufig treppen- oder hahnenkammförmige Kristallkanten entstehen. Ebenso finden Lösungsvorgänge von innen nach außen statt, wodurch Hohlräume geschaffen werden. Schließlich bleiben nur noch Feldspatrahmen und letztlich nur noch die umgebenden Ton- und Eisenoxid-"coatings" zurück. Werden die Hohlräume bei der Kompaktion zusammengedrückt, erkennt man im Porenraum nur noch einen unbestimmbaren schlierigen Bestandteil (Tf. 12, Bild 3 und 4). Falls nach der Kompaktion noch kleine Öffnungen innerhalb des Aggregates erhalten geblieben sind, hat sich im

Laufe der Diagenese auf den Reliktrims Faserillit gebildet (Tf. 12, Bild 3-6). Auch Stylolithenbildung und Drucklösung zwischen inkompetenten Komponenten kann dazu führen, daß sie weitgehend ausgelöscht werden; im Porenraum bleibt nur noch der suturierte, rote Tonsaum der Komponenten zurück, der Hinweise auf ihre ehemalige Existenz gibt (Tf. 12, Bild 5 und 6). Wenn vulkanische RF, die stark mit Eisenoxidhydrat pigmentiert sind, zu Pseudomatrix umgewandelt werden und dabei ihre primäre Textur ausgelöscht wird, kann der Eindruck entstehen, daß man rote Protomatrix vor sich hat.

Die Pseudomatrix hat sich vor dem radialen Illit gebildet. So überwächst radialer Illit z.B. vulkanische RF, die zwischen stabileren Körnern zerdrückt wurden.

Zwischen authigenem Illit und Pseudomatrix besteht eine Abhängigkeit: das Verhältnis Pseudomatrix zu authigenem Illit nimmt exponential ab (Abb. 26), denn mit sinkendem Gehalt an Pseudomatrix steigt der Anteil an authigenem Illit. Die Ursache für dieses Verhalten liegt vermutlich darin begründet, daß die Pseudomatrix an der Faserillitbildung mitbeteiligt ist.

Aus Abbildung 29 geht hervor, daß die Verhältnisse von authigenem Illit (tangentialer, radialer und wabenförmiger Illit) plus Pseudomatrix zu vulkanischen Komponenten (vulkanische Quarze und vulkanische RF) konstant sind, weil die vulkanischen Komponenten an der Bildung von Pseudomatrix beteiligt sind, die ihrerseits sehr wahrscheinlich bei der Illitauthigenese mitwirkt.

Daß die Pseudomatrix aus instabilen, zum größten Teil vulkanischen RF gebildet wird, ergibt sich aus dem Verhalten von Gesamttongehalt und dem Gesamtgehalt an Gesteinsbruchstücken in den Proben der Bohrungen Sulz und Dingelsdorf 1 und 2: der Gesamttongehalt nimmt exponential mit dem Anteil an RF ab (Abb. 30). Es ist der Trend erkennbar, daß in Horizonten mit vielen vulkanischen RF der Anteil an toniger Matrix geringer und in jenen mit wenigen vulkanischen RF höher ist. In den anderen Bohrungen sind Gesamttongehalt und RF nicht korrelierbar. Hier beeinflussen Faktoren wie Sedimenttransport (z.B. gravitativer Transport) und Ablagerungsort (z.B. Nähe zu Eruptionzentren) die Matrixbildung.

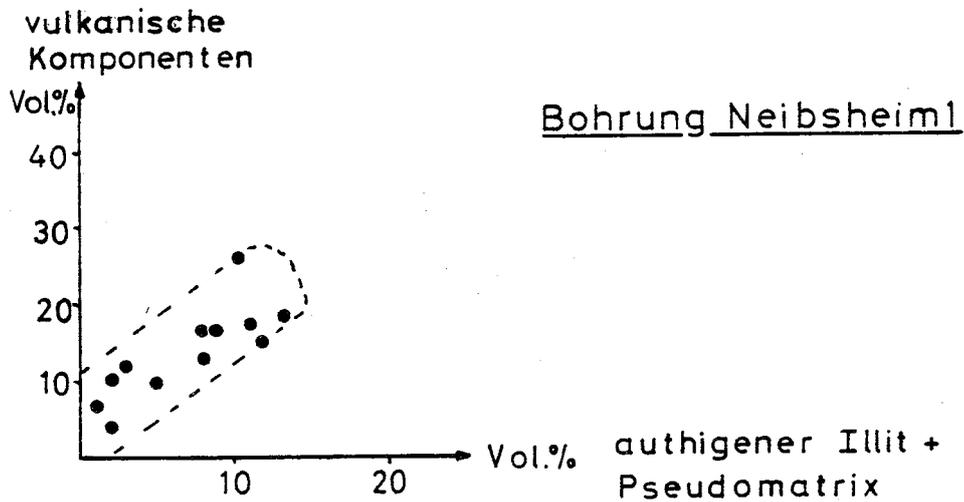
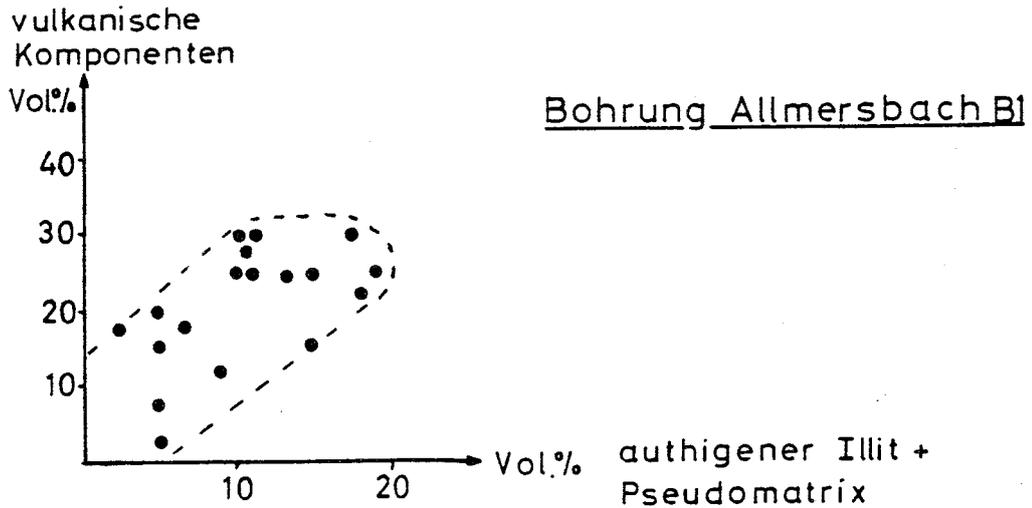


Abb. 29: Abhängigkeit von authigenem Illit (tangentialer, radialer und wabenförmiger) + Pseudomatrix und vulkanischen Komponenten (vulkanischer Quarz und vulkanische RF) in den Proben der Bohrung Allmersbach B1 und Neibsheim 1.

Das Haupttonmineral der Pseudo- und Protomatrix ist Illit, der in Kapitel 4.1.2.3.1 unter Matrixillit beschrieben wurde. Der Illit der Protomatrix ist im REM blättchenförmig mit unregelmäßigen, rundlichen Umrissen und zungenförmigen Einbuchtungen (Tf. 11, Bild 5), während jener der Pseudomatrix noch zusätzlich stumpfförmige Auswüchse besitzt (Tf. 10, Bild 2), wodurch die Übergänge zu den Faserilliten fließend werden. Die allothigenen Illitblättchen der

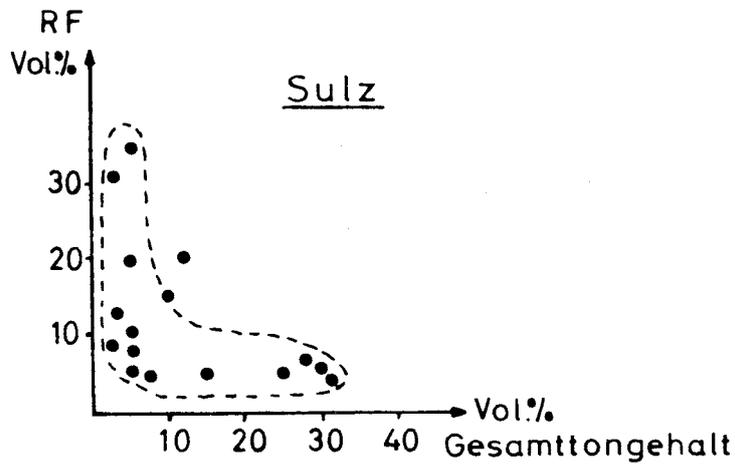


Abb. 30: Abhängigkeit von Gesamttongehalt und der Gesamtmenge an Gesteinsbruchstücken am Beispiel der Bohrung Sulz.

Pseudomatrix haben sich manchmal zu parallelen, wellenförmig verlaufenden Lamellen zusammengeschlossen, wodurch dem betreffenden Sandstein eine fließgefügeähnliche Struktur aufgeprägt wird.

Der Begriff Tonmatrix steht in den Tabellen 9, 11, 13, 15, 17, 19 und 21 (im Anhang) für den Gesamttongehalt minus der phyllosilikatischen Porenzemente + Pseudomatrix.

4.1.2.6 ORGANISCHE SUBSTANZ

Im Rotliegenden von Südwestdeutschland kommen Horizonte vor, die sehr reich an organischer Substanz sind. So wurde z.B. im mittleren Teil der Bohrung Urach 3 zwischen 1 266 und 1 288 m eine bituminöse Serie aus Kieselgesteinen durchteuft (siehe Kap. 4.1.2.4.1.1). In der Bohrung Sulz setzt über dem Grundgebirge eine feinklastische Serie ein, der bituminöse, siltige Mergel mit Ostracodenschalen, Mollusken- und Knochenbruchstücken eingelagert sind (Tf. 2, Bild 2). Die Bohrung Staufenberg weist im Unterrotliegenden häufig kohlige Horizonte mit Holzresten auf (Tf. 2, Bild 1). An Proben aus diesen Kernabschnitten wurde der organische Kohlenstoffgehalt bestimmt. Zusätzlich interessierte noch die Probe U2/27 aus der Bohrung Urach 3, ein roter Siltstein mit 3-4 mm großen Sphärolithen aus radialstrahligem Calcit (Tf. 4, Bild 1-4). Die C_{Org} -Bestimmung sollte Anhaltspunkte dafür erbringen, ob die Calcitsphärolithe organischen Ursprungs sind; sie wurden herauspräpariert und zwei Vergleichsmessungen von dem Siltstein und den karbonatfreien Sphärolithen vorgenommen.

Folgende C_{Org} -Gehalte wurden gemessen (die Reproduzierbarkeit der Meßwerte liegt bei 0,01-0,02 % C_{Org}) (Abb. 31):

Bohrung Urach 3: (bituminöse Kieselgesteine)

Probe	Teufe (m)	% C_{Org}
U16/12	1 203,00	0,13
U7/13	1 266,00	0,61
U30/14	1 267,00	1,00
U8/15	1 274,00	5,14
U29/16	1 280,00	3,21
U18/17	1 293,00	0,12
U25/18	1 358,00	0,05
U2/27	1 433,00	
a) Sphärolite		0,15
b) Siltstein		0,07

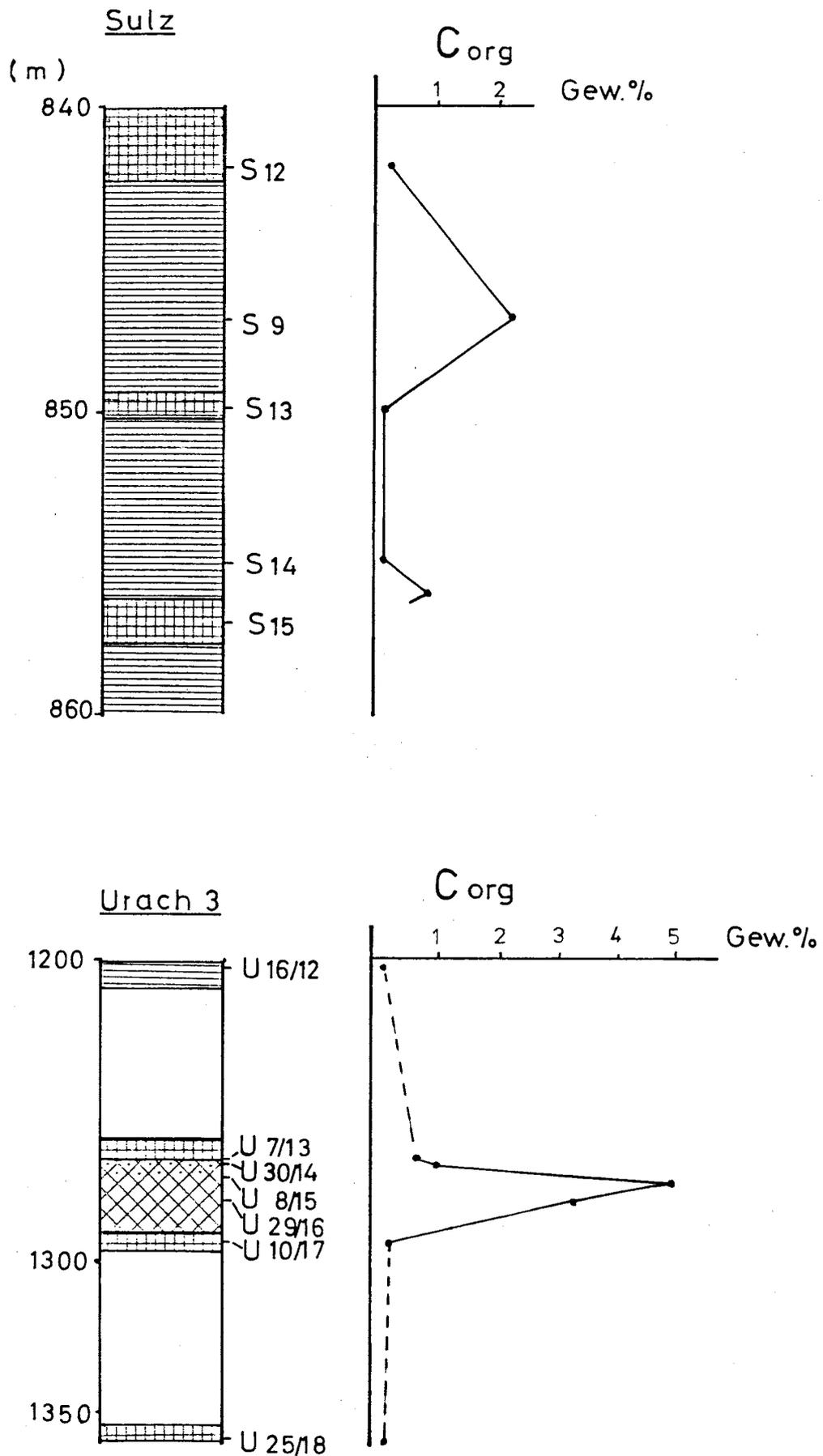


Abb.31 Zuordnung der Gehalte an organ. Kohlenstoff zu den Bohrungen Sulz und Urach 3
 Legende s. S. 206

Bohrung Sulz: (Siltmergel)

Probe	Teufe (m)	% C _{Org}
S 12	842,00	0,25
S 9	847,00	2,29
S 13	849,00	0,13
S 14	855,00	0,12
S 15	857,00	0,87

Bohrung Staufenberg: (kohlige Tonsteine aus dem Unterrotliegenden)

Probe	Teufe (m)	% C _{Org}
T ₃ A 99	591,50	3,05
T ₃ A 108	607,50	0,16
T ₃ A 116	626,80	0,60

Nach TISSOT & WELTE (1978) haben feinkörnige Sedimente im Durchschnitt 0,5 % organischen Kohlenstoff. Die C_{Org}-Werte einiger Proben des Südwestdeutschen Rotliegenden liegen deutlich über diesem Mittelwert. Besonders reich an organischem Kohlenstoff ist die Probe U8/15 mit 5,14 % C_{Org}. Von dieser Probe wurde der Wasserstoff- (I_H) und Sauerstoffindex (I_O) mittels Pyrolyseuntersuchung mit einem Rock-Eval II (Geocom) bestimmt. Bei der Pyrolyse werden die bei der Erhitzung von organischer Substanz abgegebenen Kohlenwasserstoffverbindungen und das CO₂ selektiv bestimmt und analysiert. Es werden vier verschiedene Parameter gewonnen:

- die Größe S₁ (mg KW pro g Probe): sie ist dem Gehalt an Kohlenwasserstoffen (KW) proportional;
- die Größe S₂, ausgedrückt in mg KW-Verbindungen pro g Probe, entspricht dem Kerogengehalt des Gesteins; aus ihr wird der Wasserstoffindex I_H berechnet (S₂: C_{Org}).

- die Größe S_3 ist die Gesamtmenge an CO_2 pro g Probe; mit ihr berechnet man den Sauerstoffindex I_0 ($S_3:C_{\text{org}}$).
- die Temperatur T_{max} ($^{\circ}\text{C}$) gibt an, bei wieviel $^{\circ}\text{C}$ das Maximum der Abgabe an Kohlenwasserstoffverbindungen erfolgt.

Den I_H - und I_0 -Index verwendet man zur Beschreibung des organischen Materials. Man unterscheidet zwischen drei Kerogentypen, deren Charakterisierung aufgrund ihrer Positionen in einem Diagramm Wasserstoffindex gegen Sauerstoffindex, ähnlich dem van Krevelen-Diagramm, möglich ist (TISSOT & WELTE, 1978).

Folgende Werte wurden gemessen:

S_1 (mg KW/g Probe)	S_2 (mg KW/g Probe)	S_3 (mg CO_2 /g Probe)
<u>1,99</u>	<u>7,04</u>	<u>0,2</u>

I_H (mg KW/g C_{org})	I_0 (mg CO_2 /g C_{org})	T_{max} ($^{\circ}\text{C}$)
<u>137</u>	<u>4</u>	<u>445</u>

$$\frac{S_1}{S_1 + S_2} \quad (= \text{Umwandlungsgrad der organischen Substanz})$$

$$\underline{0,22}$$

Der Wasserstoffindex (I_H) deutet auf ein H_2 -armes organisches Material hin, der Sauerstoffindex (I_0) ist sehr gering (Abb. 32). Solche Werte kennt man zum Beispiel von reifem bis überreifem Material, wie es in reifen Kohlen (Gasflamm-Fettkohlestadium) aus dem Oberkarbon des Ruhrgebietes oder in Steinkohlen der Unterkreide Kanadas vorkommt (Mitt. H.M. Weiss). Das organische Material ist

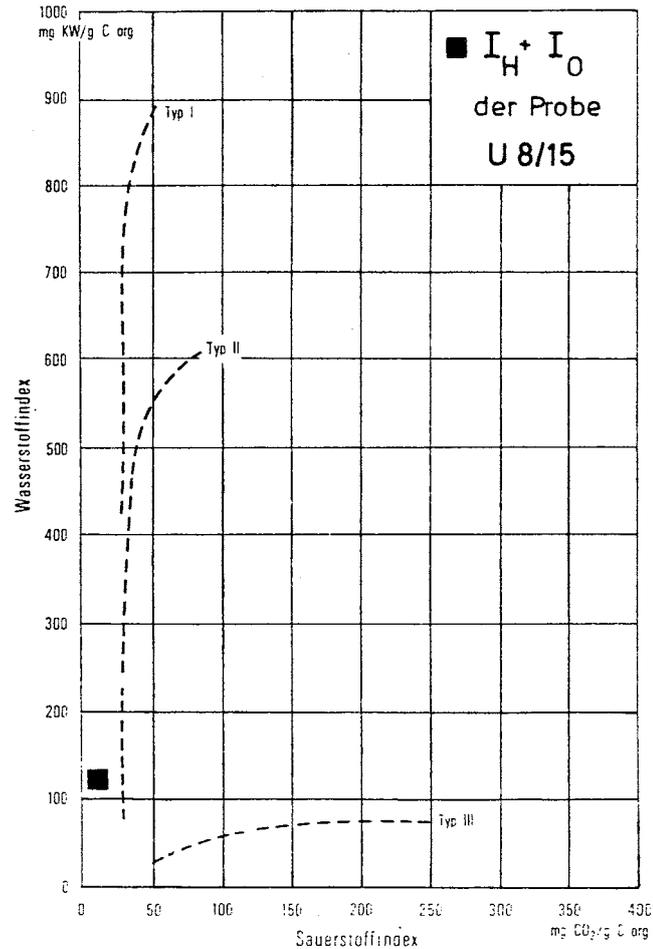


Abb. 32: Lage der Probe U8/15 im Diagramm Wasserstoffindex gegen Sauerstoffindex (modifiziert nach ESPITALIÉ, 1979).

Typ I = Fetteiches organisches Material (z.B. Lipide von Algen)

Typ II = Organische Substanz von marinen Organismen

Typ III = Organische Substanz aus terrestrischer, organischer Materie.

dem Kerogentyp III verwandt, der aus terrestrischer organischer Substanz besteht (Huminverbindungen, Reste höherer Pflanzen). Mit der Temperatur T_{max} , bei der das Maximum der Abgabe von Kohlenwasserstoff-Verbindungen erreicht wird, bestimmt man den Reifegrad der organischen Substanz. $T_{max} = 445 \text{ } ^\circ\text{C}$ entspricht dem Ölfenster bei einer Versenkungstiefe von 2-3 km.

Bituminöse Gesteine mit mehr als 0,5 % organischem Kohlenstoff und mehr als 20-30 mg KW pro g C_{org} erfüllen nach WELTE (1979) die Forderungen an ein Erdölmuttergestein. Derartige Sedimente sind im Rotliegenden Südwestdeutschlands jedoch nur ganz lokal ausgebildet und daher von geringer Bedeutung. Anzeichen von Erdöl im Rotliegenden sind z.B. aus der Bohrung Stockstadt bekannt (BOIGK, 1981).

Die Messungen an der Probe U2/27 ergaben einen zweimal höheren Wert an C_{org} in den Karbonatsphärolithen als im Siltstein, in welchen sie eingelagert sind. Die Nachweisgrenze für C_{org} liegt bei 0,05 %, so daß ich die Werte noch für signifikant halte. Demnach wird eine organische Entstehung der Calcitsphärolithe für wahrscheinlich gehalten.

4.1.2.7 MIKROFOSSILIEN

Aus den Proben S8 (842 m) und S 15 (857 m) der Bohrung Sulz konnten Ostracodenschalen isoliert werden, die in Steinkernerhaltung vorliegen. Die Schalen sind glatt, Muskelabdrücke sind nicht zu erkennen. Es wurden zwei Arten bestimmt:

- Carbonita inflata (JONES & KIRKBY)
- Carbonita salteriana (JONES)

Es handelt sich um Ostracoden eines limnischen Biotops, denen kein Leitwert beigemessen werden kann, da die Gattung Carbonita vom Westfal bis in das Unterrotliegende reicht. Bei der weiten Fassung der Arten durch VANGEROW (1970) kann sie nicht zur stratigraphischen Gliederung der Schichten verwendet werden. Im allgemeinen ist die Reichweite der jungpaläozoischen Süßwasserostacoden sehr groß.

Die sporologischen Untersuchungen an Proben aus den Bohrungen Urach 3 und Sulz durch Frau Dr. Grebe, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, waren ergebnislos. In je einer Probe aus der Bohrung Sulz (850 m Teufe) und Urach 3 (U16/12) fand sich ein unbestimmbares Sporenbruchstück. Alle anderen Proben erwiesen sich als sporenleer. Sie enthalten jedoch organisches Material und Holzreste.

Untersuchungen der Sporenführung des Rotliegenden der Bohrung Urach 3 durch Frau Dr. Grebe (BUNTEBARTH et al., 1979) ergaben eine Mikroflora, die typisch für das Rotliegende ist, aber auch Anklänge an das Stefan zeigt.

4.1.2.8 BESCHREIBUNG DES TUFFS IM UNTERROTTLIEGENDEN DER BOHRUNG SULZ (PROBE S6)

Die Matrix aus I/S-ML, diagenetisch gesproßtem Muskovit und Chalcedon mit Fließgefüge enthält parallel eingeregelt Quarze, perthitisch entmischte Kalifeldspäte, Mikroklin, Plagioklase und Sanidin sowie völlig mit Hämatitpigment vererzte opake Komponenten, die sehr gut gerundet sind (Tf. 13, Bild 3). Manche dieser Komponenten sind durch Eisenoxid opakisierte Quarzporphyre, erkennbar an einer reliktschen Feldertextur. Akzessorien sind Apatit, Rutil, Anatas, Leukoxen, Titanomagnetit, Hämatit und Zirkon. Die Erze und durchsichtigen Schwerminerale sind idiomorph, nur der Zirkon ist manchmal kantengerundet. Der Tuff ist nach der Nomenklatur von PETTIJOHN (1975) ein lithischer Tuff. Nach der Benennung verfestigter vulkanischer Tephra im Korngrößendreieck >64 mm, $64-2$ mm, <2 mm (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977) wäre er ein Lapillituff mit Übergängen zum Lapillistein (ascheführender Lapillistein).

Der Quarz (20 Vol.%) kann in der Schmelze weitergewachsen oder korrodiert worden sein. Er besitzt dann idiomorphe Form mit Anwachs säumen oder Kantenrundung, eine Folge der Resorption. Von den Feldspäten ist der Perthit recht frisch, der Mikroklin karbonatisiert, der Plagioklas sericitisiert. Der Kalifeldspat ist getrübt und von feinen Hämatitflittern durchschwärmt, er wird ebenfalls von Karbonat verdrängt. Die Sericitisierung der Feldspäte ist mit Ausnahme weniger Kristalle sehr weit fortgeschritten. Da die tonige Matrix des Tuffs nicht karbonatisch zementiert ist, muß ein Kontakt der Feldspäte mit karbonatischen Lösungen vor ihrer endgültigen Ablagerung angenommen werden.

Die Chalcedonbruchstücke sind parallel zu ihren Oberflächen von Hämatitsäumen umgeben, ehemalige Glasfetzen sind zu Sericit devitrifiziert. In den Glasfetzen sind resorbierte Feldspäte enthalten. Die Matrix besteht aus authigenem Sericit und ungeordnetem I/S mit etwa 20 % quellfähigen Schichten, der durch Devitrifizierung aus vulkanischem Glas hervorgegangen ist. Hämatitschlieren durchziehen das Gestein gekröseartig. Es ist möglich, daß diese Schlieren kompaktierte Bimsbruchstücke sind, deren Poren mit Hämatit ausgekleidet waren. Illitschuppen sitzen an einigen Stellen senkrecht auf den Hämatitschlieren.

Erzmikroskopische Beobachtungen:

Die Opakanteile sind Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Rutil und Anatas.

1) Magnetit

Der Magnetit besitzt selten eine noch gut erhaltene Kristallform. Er ist stets entmischt mit Ilmenit-Hämatit, wobei die Entmischungskörper unterschiedlich groß sind. Es sind hauptsächlich feine Ilmenit-Hämatit-Lamellen als Entmischungen, seltener gröbere Lamellen oder Leisten zu beobachten (Tf. 13, Bild 5). Einige Magnetitkörper sind randlich martitisiert. Hierbei wird Magnetit von Hämatit verdrängt, der seinerseits in Brauneisen übergeht. Eine Martitisierung hat auch entlang von Rissen und Spalten guterhaltener Magnetitkristalle stattgefunden.

Ti-reiche Magnetite sind z.T. völlig in Anatas übergegangen. Die Kornform ist sehr unregelmäßig. Oft sind auch nur noch skelettförmige Relikte zu erkennen.

2) Hämatit

Magnetit kommt als Entmischungskörper in Form von derben Leisten vielfach in gut ausgebildeten Hämatitkristallen vor. Durch Verwitterung geht der Hämatit in Brauneisen über (Tf. 13, Bild 6). Im Schliff lassen sich hierzu schöne "bird-eye"-Strukturen erkennen (Tf. 13, Bild 7).

3) Ilmenit

Der Ilmenit besitzt keine ausgeprägte Kristallform. Er ist größtenteils in Hämatit und Rutil umgewandelt, was auf eine Sauerstoffzunahme hindeutet. Auch ist ein weit fortgeschrittener Übergang in Brauneisen zu sehen, der nur ein feines Ilmenitnetzwerk aus vermutlich entmischtem Titanomagnetit übrig läßt. Weiterhin kann ein Übergang zu Rutil und Anatas stattfinden, der sich von innen nach außen vollzieht.

Bei der Umwandlung in Anatas sind mehrere Stadien zu beobachten.

4) Anatas und Rutil

Der den Ilmenit verdrängende Anatas bildet grobtafelige Kristalle (Tf. 13, Bild 8). Rutil hat sich z.T. als Umwandlungsprodukt oft netzförmig dem ehemaligen Ilmenit nach orientiert, ist aber bei einem Ti-Überschuß als Restausscheidung auch sehr rein gebildet worden. Die reinen Rutilite sind mit idiomorphen Quarzen verwachsen.

4.1.2.9 DIE BITUMINÖSEN KIESELGESTEINE IM MITTLEREN ABSCHNITT DER BOHRUNG URACH 3

Die auf S.85 erwähnte Serie, die ins Unterrotliegende gestellt wird, besteht aus verkieselten, bituminösen, ZnS-führenden Gesteinen, in deren Hangendem bei 1 267 m vulkanoklastische Sandsteine mit vulkanischen Quarzen und Feldspäten vorkommen. Der Sandstein enthält Quarzkörner mit Anwachssäumen (Tf. 3, Abb. 7 und 8). Feldspat wird manchmal pseudomorph durch Quarz verdrängt.

Die bituminösen Gesteine im Liegenden bestehen aus xenomorphen bis hypidiomorphen Quarzkristallen, mit Neigung zur Idiomorphie, die sich zu kugelförmigen Aggregaten zusammenlagern können (Tf. 3, Abb. 2). Die Auslöschung der Quarzkristalle weist auf eine radialstrahlige Struktur der Körner, was darauf hindeutet, daß der Quarz

durch Diagenese aus einer fibrösen Modifikation hervorgegangen ist.

Jedes kugelförmige Quarzaggregat enthält in seinem Innern organische Substanz, die sich auch hahnentrittförmig zwischen den einzelnen "Quarzkugeln" und zwischen den Polyquarzen befindet; die bituminöse Grundmasse ist parallel texturiert.

Im Handstück erkennt man uhrglasförmige Bruchstücke, vieleckige Fetzen und runde Komponenten. Möglicherweise fiel Tephra nach einer vulkanischen Eruption in ein euxinisches Rotliegendegewässer, z.B. einen Endsee, wie sie sich im Unterrotliegenden öfter bildeten. Das organische Material stammt überwiegend von höheren Landpflanzen, wie die Pyrolyseuntersuchung der Probe U8/15 aus dieser Serie gezeigt hat (S. 100), untergeordnet auch von Algen (Tf. 3, Abb. 4). Das vulkanische Glas zersetzte sich wegen seiner großen spezifischen Oberfläche und der geringen Stabilität von amorpher Kieselsäure schnell. Andererseits wird die Löslichkeit von Kieselsäure durch organische Stoffe stark herabgesetzt, so daß bei starker Übersättigung der Porenlösung und hoher Keimzahl feinkristalline, kieselige Matrix um das Bitumen auskristallisierte, wie sie von ZINKERNAGEL (siehe S. 86) beschrieben wird (Tf. 14, Bild 3). Auf sie folgt die zweite, etwas gröber kristalline Quarzgeneration, die die größeren Poren auskleidet. Die dritte Generation von größeren, idiomorphen Quarzkristallen steht genetisch möglicherweise mit der Chloritauthigenese aus Montmorillonit und der Auflösung von Feldspat in Zusammenhang, wobei SiO_2 frei wurde (siehe S. 149). Spätdiagenetischer Calcitcement verdrängt die Quarze. Aus Zinkblende-Lösungen, die durch Verwitterungslösungen, mit dem Porenwasserstrom oder hydrothermal ins Sediment gelangten, sind bei H_2S -Entwicklung im euxinischen Milieu ZnS-Kristalle ausgefallen.

4.2 UNTERSCHIEDE ZWISCHEN DEN EINZELNEN BOHRUNGEN

Die Zusammensetzung, Mächtigkeit und fazielle Ausbildung der Sandsteine wechselt von Bohrung zu Bohrung und innerhalb der einzelnen Rotliegendströge erheblich.

Dies hängt von der Lithologie der Liefergebiete, vom Einfluß vulkanischer Eruptionszentren, von der Paläogeographie und der Fazies ab. Die Absenkungsgeschwindigkeit der verschiedenen Teilbereiche der Schwarzwälder Rotliegendströge, die Hebungsrate des Grundgebirges und die Menge der Tephraproduktion der umliegenden Eruptionszentren bestimmten die Mächtigkeiten der abgelagerten Sedimente. Die Bohrung Staufenberg, unweit (1,8 km) des südlichen Beckenrandes der Baden-Badener Senke, durchfährt ein Profil aus hauptsächlich matrixreichen Sedimenten ("debris-" und "mud-flows") (Abb. 36). Ihr Anteil an vulkanoklastischen, instabilen Komponenten ist erheblich. Zudem durchteuft die Bohrung mächtige Tuffhorizonte. Die Bohrung Allmersbach liegt ebenfalls am Schwellenrand, der jedoch erst im Oberrotliegenden im Zuge der Ausweitung der Tröge in den Sedimentationsraum einbezogen wurde. Die Sandsteine zeigen hier völlig andere petrographische Eigenschaften als in der Bohrung Staufenberg, 105 km südwestlich von Allmersbach. Die Allmersbacher Sandsteine sind zwar ebenfalls schlecht sortiert, jedoch feinkörniger, besser gerundet, der Ton- und Glimmergehalt ist geringer. Infolgedessen sind in Allmersbach engere Korn-zu-Korn-Beziehungen und mehr Quarzzement vorhanden. Die Porositäten betragen in Allmersbach heute noch 5-6 Vol.%, die Minuszementporosität zwischen 20-25 %. Die Gesamtmenge der authigenen Zemente (Quarz, Karbonat, Sulfat, phyllosilikatischer Zement) übersteigt jenen der Sandsteine von Staufenberg, deren primäre Porositäten wegen des primär hohen Tongehaltes sehr gering gewesen sein müßten und durch die Gefügeverdichtung weiter reduziert wurden.

Die Gefügeparameter sprechen dafür, daß der Detritus von Allmersbach vor seiner Ablagerung gewissen Auslese- und Sortierungsvorgängen unterworfen gewesen sein muß, daß er über größere Strecken transportiert und umgelagert wurde und nicht wie in Staufenberg

den reinen Verwitterungsschutt bildet, obwohl die Bohrung Allmersbach B1 dem Schwellenrand aufsitzt.

Die Bohrung Neibsheim zeigt Sedimente mit besserer Sortierung und Rundung der Gerüstminerale als am Schwellenrand. Die mannigfaltigen Schichtungsstrukturen sprechen dafür, daß die Sedimente fluvial umgelagert wurden und einer Beckenfazies entsprechen.

Die Bohrung Sulz stellt eine vierte, völlig eigenständige Ablagerungsserie dar, die wenig Ähnlichkeit mit den genannten Bohrungen zeigt. Das Unterrotliegende ist ähnlich dem der Bohrung Staufenberg, das Oberrotliegende dem der Bohrung Neibsheim, wobei die Sedimente in Sulz nach Korngröße und Sortierung stärker wechseln. Innerhalb der einzelnen Sandsteine tritt meist das gesamte Rundungsspektrum von "angular" bis "well rounded" auf, der Glimmergehalt ist höher als in Neibsheim und Allmersbach, der Tongehalt etwa gleich hoch. Es können Porositäten bis 12 % auftreten, die Minuszementporositäten betragen 20-25 %. Alle beschriebenen Bohrungen lassen eine Korngrößenabnahme vom Liegenden zum Hangenden erkennen, in Sulz tritt zusätzlich noch eine Zunahme der Sortierung von unten nach oben auf.

Die Bohrung Urach 3 stellt einen weiteren Faziestyp dar. Sie ist durch starke vulkanoklastische Beeinflussung gekennzeichnet. Es überwiegen mittel- und feinkörnige, matrixreiche Sedimente, "debris"- und "mud-flows" und Tuffite mit schlechter Sortierung und Rundung der Körner. Karbonatische und bituminöse Sedimente sprechen für limnische Einflüsse.

Die Oberrotliegendesandsteine der Bohrungen Dingelsdorf 1 und 2 haben bezüglich ihres Gefüges große Ähnlichkeit mit der Bohrung Allmersbach; sie sind insgesamt etwas gröber und schuttähnlicher und können einem Subfaziesbereich zwischen Allmersbach und Staufenberg zugeordnet werden. Im Gegensatz zu Allmersbach befindet sich Dingelsdorf nicht auf einem Schwellenrand, sondern erschließt den tieferen Teil des Bodensee-Troges, da noch Oberkarbon und Unterrotliegendes durchteuft wurden, welche stark denjenigen von Staufenberg gleichen.

5 DISKUSSION

5.1 ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN UND BILDUNGSFAZIES

5.1.1 HERKUNFT DES SEDIMENTMATERIALS

Das Gebiet des Schwarzwaldes wurde im Zuge der variskischen Gebirgsbildung im Jungpaläozoikum so weit herausgehoben, daß der Sockel mit prävariskischen Gneisen fast völlig freigelegt wurde (GEYER & GWINNER, 1968). Während der Orogenese drangen magmatische Schmelzen in die Gneise des Gebirges ein, die als Granite erstarrten und heute in den Schwellen anstehen. Durch die gleichzeitige Heraushebung des Schwarzwaldes wurden die Intrusivmassen freigelegt und bereits im Oberkarbon Abtragungsgebiet (SESSLER, 1979). Das Oberkarbon überlagert als älteste Bildung des Deckgebirges die freigelegten variskischen Gesteinskörper. Der beginnende subse- quente Vulkanismus förderte Tuffe und Quarzporphyre (?), die in die klastischen Folgen eingeschaltet sind. Im Perm nehmen die stetig absinkenden Tröge die Schuttfracht der umliegenden Hochgebiet auf, die in "red-bed"-Fazies abgelagert werden. Der subsequente Vulkanismus fördert Rhyolithe, Ignimbrite und Tuffe, die mit klastischem Rotliegendem wechsellagern.

Die Profile der Bohrungen Urach 3 und Dingelsdorf 1 besagen, daß das Oberkarbon dem Grundgebirge unmittelbar auflagert. Dort, wo es nicht zur Ablagerung gekommen ist, beginnt die jungpaläozoische Schichtenfolge über dem Kristallin mit Unter- (Sulz) und Oberrot- liegendem (Allmersbach). Die Schichten fallen in Richtung auf das Beckenzentrum hin ein, entsprechend dem Einfallen der präpermischen Landoberfläche, in Baden-Baden nach N und NE (BACKFISCH, 1980), in Urach im Unterrotliegenden nach NE, im Oberrotliegenden nach SE (DIETRICH, 1982), in Dingelsdorf nach S bis SE (LEMCKE, 1975). Die

Petrographie des Jungpaläozoikums der Senken deutet auf eine Herkunft der Sedimente aus den Hochgebieten der Umgebung hin. Das Oberkarbon besteht zum überwiegenden Teil aus granitischem Detritus (SESSLER, 1979; BACKFISCH, 1981), lokal haben auch metamorphe Liefergebiete als Schuttlieferanten gewirkt. Im Oberkarbon des Juttastollens von Baden-Baden kommen große weiße Quarzporphyrgerölle vor, die darauf schließen lassen, daß in vorpermischer Zeit nicht nur saure Tuffe (HESS et al., 1983), sondern auch Laven auf der Süddeutschen Großscholle gefördert wurden. Hauptlieferanten für das Sedimentmaterial des Rotliegenden waren das Schwarzwälder Grundgebirge und das im Süden anschließende Vindelizische Land, die permischen Vulkanite und beckeninterne Liefergebiete aus älteren, sedimentären Absätzen, was sich aus dem Spektrum der Gerüstminerale ergibt (Abb. 33). Die plutonischen Quarze, die Kalifeldspatgroßkristalle, die Tieftemperaturplagioklase, die plutonischen Gesteinsbruchstücke, die Glimmer und die Akzessorien Zirkon, Apatit, Anatas, Turmalin, Orthit und Rutil stammen aus den Schwarzwälder Graniten. Das Liefergebiet im Bereich der Bohrung Staufenberg waren der Bühlertal- und der Forbachgranit, deren petrographische Zusammensetzung der eines Zweiglimmergranits mit porphyrischer Textur und den Hauptmineralen Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit sowie den Akzessorien Apatit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, Cordierit und Anatas entspricht (METZ, 1977, AL KHAYAT, 1976).

Die metamorphen Quarze und Gesteinsbruchstücke können aus der im SW der Senke anstehenden Omerskopfgneismasse und aus den metamorphen Gebieten der Batterthochzone bei Ebersteinburg im N und NW der Bohrstelle kommen. Die vulkanischen Quarze, vulkanischen RF, Hochtemperaturplagioklase, Sanidine, authigenen Zirkone, Apatite und Rutil dürften Komponenten aus den Rhyolithen sein, die im SW der Baden-Badener Senke in großer Mächtigkeit anstehen (Abb. 18, S. 35).

Die Petrographie der Sedimente von Allmersbach gleicht jener von Staufenberg, unterscheidet sich aber wesentlich durch den geringeren Glimmer- und primären Tongehalt und den höheren Anteil an vulkanischen Gesteinsbruchstücken in Allmersbach. Auch hinsichtlich der Gefügeparameter bestehen große Unterschiede (s. Kap. 4.2). Das Liegende der Bohrung Allmersbach B1 bildet ein verfaltetes Biotitgneis, der Einschlüsse und Schlieren aus stark beanspruchtem Granit

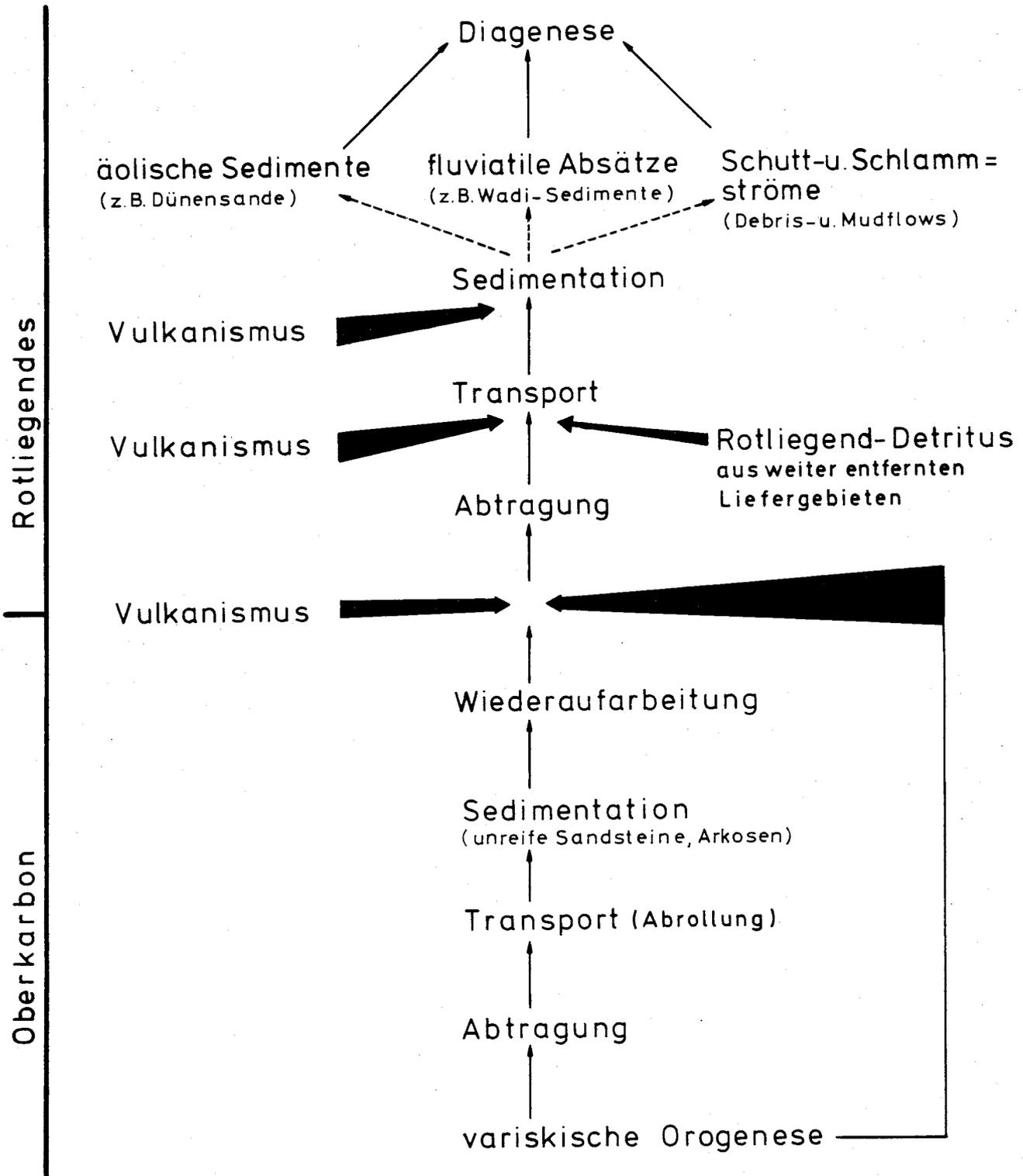


Abb.33: Schematische Darstellung zur Herkunft des Sedimentmaterials

mit schriftgranitischem Charakter enthält. Nach CARLÉ & WURM (1971) gehört dieser Gneis zum Moldanubikum, das aus Metamorphiten (Gneisen, Metablastiten, z.B. in der Bohrung Albershausen) aufgebaut wird, und im Westen, im Nagoldtal, am Ostrand des Nordschwarzwaldes, von Graniten mit Gangfolge und Glimmergneisen (Bohrung Teinach) besteht. Der Gneis von Allmersbach zeigt Ähnlichkeiten mit jenem von Bad Teinach. Interessanterweise überwiegen in Allmersbach die plutonischen Gerüstminerale trotz des Gneises im Liegenden der Bohrung, so daß auch hier bevorzugt Granite die Abtragungsgesteine gewesen sein müssen. Der erhöhte Anteil an vulkanischen Quarzen und RF der Bohrung muß aus weiter entfernten Liefergebieten stammen, da aus der unmittelbaren Umgebung von Allmersbach keine Vulkanite bekannt sind.

Das Liefergebiet von Sulz war der Triberger Granit, der die westliche Begrenzung des Schramberger Troges bildet und den gesamten östlichen Teil des mittleren Schwarzwaldes einnimmt. Er ist ein porphyrischer, mittel- bis grobkörniger Biotitgranit, der äußerst inhomogen aufgebaut ist und folgenden Mineralbestand hat: Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Quarz sowie die Akzessorien Zirkon, Apatit, Hämatit, Pyrit, Orthit und Turmalin. Muskovit kommt selten vor (SCHLEICHER & FRITSCH, 1978). Neben diesen Komponenten findet man in den Sandsteinen von Sulz typische Minerale aus dem Triberger Granit, wie perthitisch entmischte Kalifeldspäte und durch Hämatitflitter rotgefärbte Plagioklase. Modalanalysen des Triberger Granits ergaben einen Biotitanteil von 9,6 Vol.%, wodurch sich auch der große Biotitgehalt von ca. 10 Vol.% in den Arkosen von Sulz erklärt. Die Biotite sind Lepidomelane bis Meroxene, die bereits im Pluton chloritisiert, muskovitisiert oder hämatitisiert sein können. Ungeklärt ist die Ursache für den hohen Feldspatgehalt der Probe S4 (Bohrung Sulz) von ca. 50 Vol.%, da in dem den Schramberger Trog umgebenden Grundgebirge keine Feldspatgesteine, wie z.B. Orthoklasporphyre oder Keratophyre, vorkommen. Im mittleren und südlichen Teil des Triberger Granitplutons treten leukokrate Granitvarietäten in Stöcken und Schlieren auf, so z.B. auch fast reine Quarz- und Feldspatgesteine mit nur geringen Glimmergehalten. Letztere werden als Varietäten des Triberger Granits verstanden, die

zu den pegmatoiden Gesteinen überleiten. Modalanalysen einer solchen pegmatoiden, turmalinführenden Schliere ergaben 51,9 Vol.% Feldspat und 33 Vol.% Quarz (SCHLEICHER & FRITSCHKE, 1978). Solche grobpegmatoiden Ausscheidungen kommen auch isoliert im Granit vor, so daß die Probe S4 möglicherweise das Verwitterungsprodukt einer solchen Schliere ist. Diese "Feldspatarkose" müßte dann aber als ganz lokales Vorkommen gewertet werden.

Metamorphe RF gibt es in Sulz nicht, obwohl im Triberger Granit große Gneisxenolithe mit einigen 100 m Länge vorkommen. Die vulkanischen Quarze, RF, Sanidine, Hochtemperaturfeldspäte, idiomorphen Zirkone, Apatite und Rutile stammen möglicherweise aus den permischen Vulkaniten, die in Sulz und Urach 3 aufgeschlossen wurden.

Das Herkunftsgebiet des Uracher Sedimentmaterials ist die Süddeutsche Hauptschwelle (Abb. 1 und 2), die in einem 20-40 km breiten Streifen längs der Donau aus Granit besteht (BÜCHI et al., 1965). Die Bohrung Trochtelfingen (ca. 25 km SW von Urach) erschloß granitisches Grundgebirge (Biotitgranit). Der unmittelbare Untergrund der Forschungsbohrung Urach 3 wird von Metamorphiten gebildet (Metablastiten, Metatexiten, granatführendem Cordieritgneis, Körnelgneis und Ganggraniten) (Abb. 15), die zur Moldanubischen Zone gehören - wie der Gneis von Allmersbach (SCHÄDEL, 1982); die Gesteine sind stark gefaltet. In Albershausen, 25 km NNE von Urach, besteht der Untergrund auch aus Metablastitgneisen. Im Perm wurden saure Vulkanite als Quarzporphyrdecken und Ignimbrite im Uracher Gebiet abgelagert. Als Wurzel dieses Vulkanismus können Quarzporphyrgänge im Grundgebirge angesehen werden, die vermutlich auf granitische und granodioritische Subvulkane hinabreichen (SCHÄDEL, 1982). Das Unterrotliegende von Urach ist von stark glimmerhaltigen klastischen Gesteinen mit vulkanischen Komponenten gekennzeichnet. Es überwiegt hier noch den Einfluß des Grundgebirges, der sich in einem erheblichen Biotitgehalt, plutonischen Quarzen und RF ausdrückt. SCHÄDEL (1982) erwähnt den hohen Biotitgehalt der Uracher Gneise. Im Oberrotliegenden lieferten die Rotliegendevulkanite mehr vulkanoklastisches Material, so daß überwiegend Tuffite und tuffitische Sandsteine abgelagert wurden.

Das Liefergebiet der Bohrung Dingelsdorf 1 muß aus metamorphen und plutonischen Gesteinen bestanden haben, die in der Süddeutschen Hauptschwelle und dem Vindelizischen Land anstanden. Permische Vulkanite wurden in der Bohrung Mönchsrot erbohrt (WIRTH, 1970). In Dingelsdorf überwiegen die metamorphen RF, gefolgt von den plutonischen, was eine Vormacht von Metamorphiten gegenüber Plutoniten im Liefergebiet erwarten läßt. Dies ist ein grundlegender Unterschied zu den Bohrungen in den Trögen des mittleren und nördlichen Schwarzwaldes, wo der plutonische neben dem vulkanischen Detritus überwiegt.

Die Sedimente der Bohrungen, die nahe an Grundgebirgsrändern niedergebracht wurden, spiegeln die Lithologie der unmittelbar benachbarten Liefergesteine stark wieder. Der geringe Anteil an sedimentären Quarzen und Gesteinsbruchstücken deutet darauf hin, daß auch klastische Gesteine des Paläozoikums aufgearbeitet wurden.

Einen weiteren Hinweis auf die Herkunft des Sedimentmaterials ergaben die Plagioklasbestimmungen (s. Kap.4.1.2.1.2). Fast alle Plagioklase aus dem Oos-Kraichgau-Trog sind Andesine mit 30-50 % An und Achsenwinkeln zwischen 88° und 106° . Es sind Hoch- und Tieftemperaturfeldspäte, welche entweder aus dem Grundgebirge oder aus den Vulkaniten stammen müssen. Interessanterweise findet man weder in den Graniten noch in den Quarzporphyren des Oos-Kraichgau-Troges Plagioklase mit so hohen Anorthitgehalten. Zumeist sind es Albite mit 10-15 % An (AL KHAYAT, 1976; MAUS, 1965). In der näheren Umgebung der Bohrung Staufenberg gibt es demnach keine Gesteine, die als Lieferanten für diese Feldspäte in Frage kommen. Im Schramberger Trog findet man in den magmatischen Gesteinen des Triberger Granits Tieftemperaturplagioklase mit bis zu 58 % An, die Granitporphyre haben Oligoklas-Andesine mit 26-36 % An (SCHLEICHER & FRITSCHER, 1978), so daß die Tieftemperaturoligoklase mit 15-25 % An der Sedimente mit Sicherheit aus ihnen abgeleitet werden können. Die Hochtemperaturfeldspäte mit 30-45 % An kommen aus den Quarzporphyren, die Andesine mit 30-40 % An enthalten (STROMBURG, 1964). Gneise im mittleren Schwarzwald haben Plagioklase mit 30-40 % An; da deren Feldspäte jedoch meist stark zersetzt sind, spielen sie nur eine untergeordnete Rolle. Dieses Ergebnis deutet darauf hin, daß möglicherweise klastisches Material von S nach N aus dem Schram-

berger Trog über die Nordschwarzwaldschwelle in den Oos-Kraichgau-Trog transportiert wurde. Die Nordschwarzwaldschwelle ist zwischen Teinach und Allmersbach recht schmal (Abb. 2), so daß ein Transport durch Schichtfluten in Wadis, die das variskische Gebirge durchschnitten, denkbar ist. Dies würde auch die unterschiedlichen Gefügemerkmale zwischen Staufenberg und Allmersbach erklären, wie sie in Kapitel 4.2 beschrieben wurden. Die Allmersbacher Sedimente würden demnach nicht nur aus dem Oos-Trog durch Transport parallel zum Rand der Nordschwarzwälder Schwelle und aus dem Hochgebirge selbst stammen, sondern auch aus weiter südlich gelegenen Gebieten, aus denen sie durch mehrfache Umlagerung zum endgültigen Ort ihrer Ablagerung gelangten. Diese Hypothese bietet auch eine Erklärung dafür, daß die Quarzporphyr- und verkieselten Tuffgerölle häufig gut gerundet sind, meist besser als die Grundgebirgsgerölle. In Dingelsdorf kommen Andesin-Labradorite mit 30-55 % An vor. Muttergesteine mit derartig basischen Feldspäten stehen im südlichen Schwarzwald an, z.B. der Granit von St. Blasien, der Plagioklase mit 40 % An führt und Paragneisanatexite mit Plagioklasen mit bis zu 30 % An (METZ & REIN, 1958). Als Ergebnis der vorliegenden Untersuchung wird die von verschiedenen Autoren (BILHARZ & HASEMANN, 1934; SCHNEIDER, 1966; STROMBURG, 1964) angenommene Herkunft der Rotliegendesedimente aus den peripheren, granitischen Hochgebieten und den permischen Vulkaniten bestätigt, wobei der Anorthitgehalt der Plagioklase und der gute Rundungsgrad einiger Feldspäte und Quarzporphyr- und verkieselten Tuffgerölle für eine Herkunft aus weiter entfernten Einzugsgebieten sprechen. Die Rotliegendströge werden nicht mehr als voneinander isolierte Senken betrachtet, sondern gehören zu einem ausgedehnten kontinentalen Sedimentationsgebiet, in welchem auch ein über die Schwellen übergreifender Transport erfolgte.

5.1.2 TRANSPORT UND ABLAGERUNG

Die Ablagerungsfazies des Norddeutschen Rotliegenden an den Schwellenrändern entspricht der von "alluvial fans" (LUTZ et al., 1975; PLEIN, 1978; SEEMANN, 1982), der sich eine fluviatile Ebene anschließt (GLENNIE, 1972). Die Faziesanalyse an den Kernen der Bohrungen, die auf der Südwestdeutschen Großscholle niedergebracht wurden, haben ergeben, daß auch hier das Ablagerungsmilieu der einzelnen Rotliegendeströge von Sedimenttypen gekennzeichnet ist, die dem Faziesbereich von Schwemmfächern entstammen. Nach BULL (1972) gelten folgende Kriterien für das Environment von "alluvial fans":

- 1) "Alluvial fans" bestehen meist aus Ablagerungen, die unter oxidierenden Bedingungen sedimentiert wurden, sie enthalten selten organisches Material.
- 2) Sie werden von mächtigen Sequenzen von aquatisch umgelagerten Sedimenten aufgebaut, die als Schutt- oder Schlammströme ("debris" und "mud-flows") oder als "water-laid sediments" zur Ablagerung kamen. Die "water-laid sediments" werden durch "braided streams" (sich verzweigende und wieder zusammenfließende Wasserläufe) und "stream-flows", zu denen "sieve deposits" (Siebablagerungen), "sheetflood deposits" (Schichtflutsedimente) und "channel deposits" (Rinnensedimente) gehören, abgelagert (Abb. 34).
- 3) Die meisten Schichten haben Längen-Breiten-Verhältnisse von 5 bis 20.
- 4) Die Häufigkeit der "debris-flows" nimmt "fan"-abwärts ab, die der "water-laid sediments" zu.
- 5) Die Korngröße nimmt "fan"-abwärts ab. Durch "channels", die den "fan" zerteilen, kann gröberer Detritus auch im mittleren und unteren "fan" vorkommen.
- 6) "Cut-" und "fill"-Strukturen sind häufig am "fan"-Apex.
- 7) Die hydraulischen Eigenschaften des Transports variieren stark innerhalb der einzelnen Sedimenttypen. Das Ergebnis sind Sequenzen mit stark unterschiedlicher Korngröße, Sortierungskoeffizienten und Mächtigkeiten.

- 8) "Alluvial fans" überlagern diskordant ältere Sedimente und verzahnen sich mit den anderen Ablagerungen des Environments, wie z.B. "flood plain deposits" oder See-Sedimenten.
- 9) Ein "fan" fließt vom Apex aus radial in die Breite. Die Schichten verlaufen in radialen Schnitten häufig kontinuierlich über weite Strecken; in senkrechten Schnitten überlappen sie sich und werden von "cut-" und "fill"-Strukturen unterbrochen.
- 10) Auf den Oberflächen von "alluvial fans" bilden sich in ariden Gebieten bei jahrelanger Trockenheit und erhöhter Evaporation Kalkkrusten (Caliche), Kieselkrusten oder Evaporite wie z.B. Gips- und Steinsalzkristalle, die durch Zerkleinen und Umlagerung ins Sediment gelangen können (LATTMAN, 1973).

Nach BURGMEIER (1979), HOLUB (1977) und H. MÜLLER (1981) ist schon das Oberkarbon der Baden-Badener Senke in Schwemmfächerfazies abgelagert worden. Aus den "nassen" "fans", die unter dem humiden Klima des Stefans abgelagert wurden, haben sich im Laufe des Perms "trockene" "fans" gebildet. Im Unterrotliegenden überwogen fluviale und limnische Einflüsse, der Übergang zum Oberrotliegenden kündigt sich jedoch bereits in einer Kornvergrößerung und Zunahme der Rotsedimente zum Hangenden hin an. Die hohen Werte an organischem Kohlenstoff der bituminösen Sedimente, seine Herkunft aus höheren, terrestrischen Pflanzen (s.S. 100), die limnischen Ostracoden und die Sporenführung (BUNTEBARTH et al., 1979), sprechen für terrestrisch-limnische Biotope im Unterrotliegenden, in denen huminreiche, dunkle Brandschiefer gebildet wurden. Tektonische Bewegungen im Oberrotliegenden bewirkten ein stärkeres Einfallen der Schuttfächer und drücken sich in den Großzyklen aus, die in den einzelnen Bohrprofilen enthalten sind (s.S. 69). Die Großzyklen stehen in Staufenberg mit vulkanischen Ereignissen in Zusammenhang, da sich an ihrer Basis mächtige pyroklastische Horizonte befinden, auf die dann eine grobklastische Sedimentserie folgt, die in ihrem unteren Teil sogar laharähnlichen Charakter annehmen kann. Die Änderungen der Klimabedingungen im Jungpaläozoikum von humid zu semiarid bis arid begünstigte eine physikalische Verwitterung gegenüber der chemischen im Stefan, so daß sich auch die Lithofazies der Sedimente entsprechend änderte.

Abb. 34: Sedimenttypen, welche die Fazies von wüstenhaften Ablagerungsräumen kennzeichnen.

Kontinentale Ablagerungsfazies			
"alluvial fan" (Schwemmfächer)	aquatisch	viskose Ströme	"debris-flows" (Schuttströme)
			"mud-flows" (Schlammströme)
		water-laid sediments	"stream-flows"
	"sheetflood deposits" (Absätze von Schichtfluten)		
	"sieve deposits" (Siebablagerungen)		
	"alluvial plain"	fluvial	water-laid sediments
"braided streams" Konglomerate und schrägschichtete Sandsteine			
"flood plains" Silt- und Tonsteine			
takustrisch		Inland-sabkha Pelite und Evaporite (Karbonate, Sulfate, Chloride)	
äolisch	Dünen Dünensande		

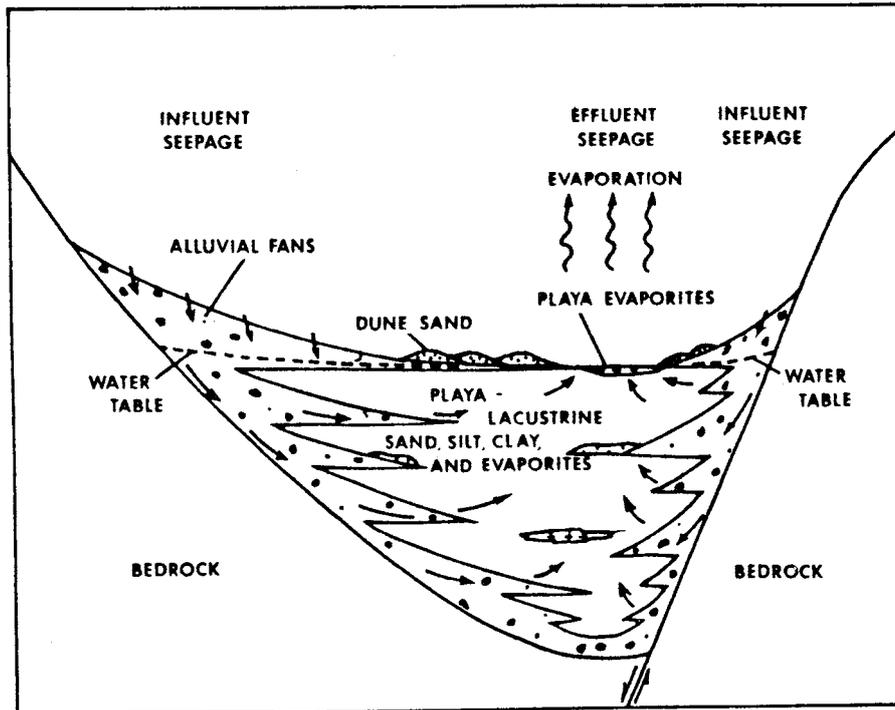


Abb. 35: Schematische Darstellung eines Wüstenbeckens mit den wichtigsten Faziesbereichen und der Wasserzirkulation (aus DAVIS & DeWIEST, 1966).

Unter wüstenhaften Ablagerungsbedingungen des Oberrotliegenden bildeten sich auf der Südwestdeutschen Großscholle folgende Faziesbereiche aus (Abb. 35): an den Grundgebirgsrändern entstanden "alluvial fans" mit Schwemmfächer-Sedimenten ("alluvial fan deposits"), die zum Zentrum der einzelnen Rotliegendtröge in fluviale Sandsteine der "alluvial plain" übergehen und sich mit Dünen-sanden und Sabkha-Sedimenten verzahnen können.

Die meisten der in Abbildung 34 dargestellten Subfaziesbereiche eines kontinentalen, wüstenhaften Ablagerungsraumes sind auch in den Bohrungen aus den südwestdeutschen Rotliegendtrögen wiederzufinden (Tf. 1, Bild 1-7):

- "debris-" und "mud-flows":

Nach episodischen, intensiven Regenfällen bildeten sich an den vegetationslosen Hängen der Liefergebiete Schutt- und Schlammströme ("debris-" und "mud-flows"), mit hoher Dichte und Viskosi-

tät, so daß sie auch große Gerölle und Blöcke transportieren könnten (BLISSENBACH, 1954; BLUCK, 1967). Sie zeichnen sich durch geringe Sortierung aus, weil der "flow" seine Fracht wegen zu hohem Sedimentfracht-zu-Wasserverhältnis bei hohen Geschwindigkeiten nicht selektiv abladen kann. Die Sedimente sind in sich ungeschichtet, zeigen nach oben abnehmende Korngröße ("fining-upward") sie haben ebene Ober- und Unterflächen, so daß eine Serie von "mud-" und "debris-flows" eine parallel geschichtete Abfolge ergibt (READING, 1978). "Debris-" und "mud-flows" bilden sich nur dort, wo das Liefergebiet genügend feinkörniges Material zur Verfügung stellt und wo eine schnelle Erosion stattfindet. Diese Bedingungen waren im Rotliegenden gegeben, da das Schwarzwälder Grundgebirge unter dem humigen Klima des Oberkarbons tiefgründig zu Granitgrus verwitterte, wobei die Feldspäte und Glimmer stark zersetzt wurden. Daneben stammt auch noch ein Teil des feinkörnigen Materials aus den oberkarbonischen Sedimentgesteinen und ein erheblicher Teil aus den Eruptionszentren des Rotliegenden, deren Tephra nach Eruptionen mit dem klastischen Material vermischt wurden.

In den Bohrungen Staufenberg, Allmersbach, Urach 3 und Dingelsdorf kommen "debris-" und "mud-flows" vor, wobei sie in Staufenberg am besten entwickelt sind. Sie gehen dort zum Hangenden in Strömungsrinnensedimente über (Abb. 36).

- "water-laid-sediments":

Die Strömungsrinnensedimente ("stream-channel deposits") sind wenig sortierte Kiese und Sande mit Linsenschichtung, seltener Schrägschichtung und rinnenförmigen Kontakten zum Liegenden. Dieser Sedimenttyp und die Schutt- und Schlammströme sind Ablagerungen des oberen "fan"-Abschnitts (Bohrung Staufenberg).

"sheetflood deposits" kommen in Neibsheim und Allmersbach vor. Sie sind Absätze niedrig-viskoser Ströme, die ihre Fließrinne in kurzer Zeit verlagern und wieder zusammenlaufen. Sie bilden mäßig sortierte Sande und Kiese mit Linsen- und Schrägschichtung und linsenförmigen Querschnitten. Im distalen "fan"-Bereich können See- und Überflutungssedimente zwischengeschaltet sein.

Bohrung Staufenberg

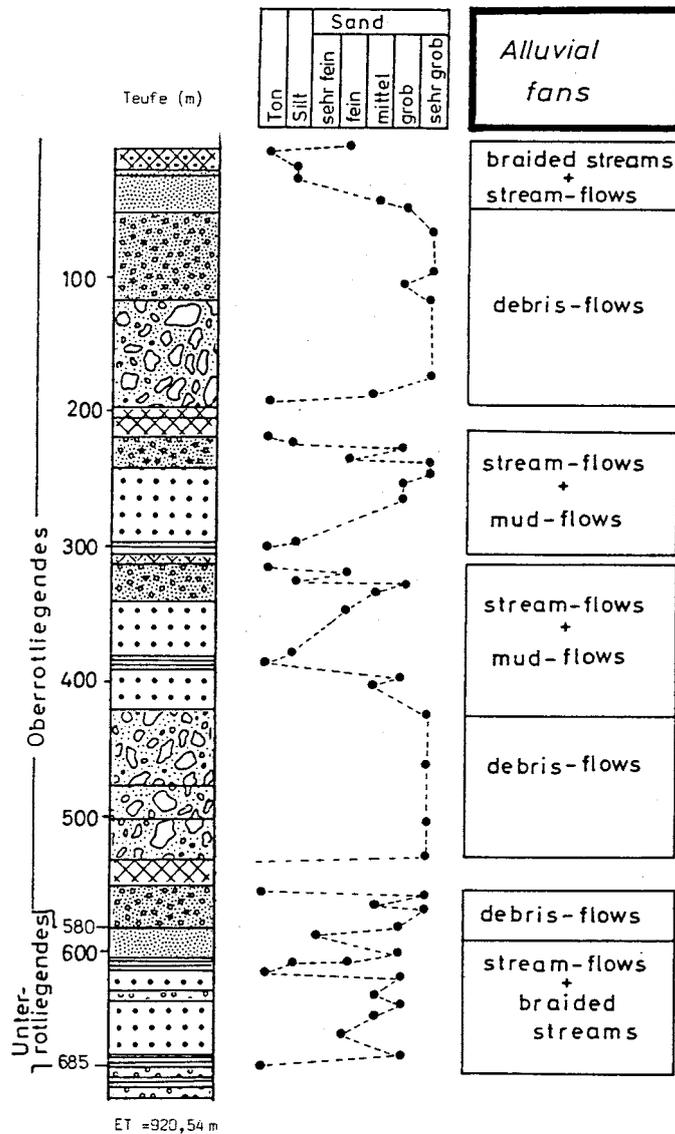


Abb. 36: Vertikale Abfolge der Sedimente von "alluvial fans" am Beispiel der Bohrung Staufenberg. Mächtige Schuttfächer aus Schlamm- und Schuttströmen mit Tuffhorizonten an der Basis gehen zum Hangenden in feinkörnigere, fluviatile Sedimente über.

- "sieve deposits" konnten in keiner Bohrung eindeutig identifiziert werden. Es sind dies Schotterlagen, in die Feinkorn eingeschwemmt wird. Sie besitzen bimodale Korngrößenverteilung (READING, 1978).

- "braided stream" und "flood plain deposits":

An die "alluvial fans" schließen sich zum Beckenzentrum "braided stream" und "flood plain deposits" und schließlich "playa"-Sedimente an. Sie sind z.B. in Neibsheim aufgeschlossen, wo das Rotliegende überwiegend aus feinkörnigen, schräg-, flaser- und linsengeschichteten oder laminierten, mäßig sortierten Sandsteinen und feinlaminierten Siltsteinen besteht, die durch fluviatile Transportprozesse zum Absatz kamen.

- "ephemeral stream deposits" oder Wadiablagerungen kommen - außer in Urach 3 - in allen Bohrungen, besonders im oberen Teil des Oberrotliegenden vor. Sie sind meist parallel laminiert, seltener schräg- bis planargeschichtet, ca. 1-4 m mächtig und kommen im Bereich der "alluvial plain", der fluviatilen Ebene, vor. Wenn ihre Fracht liegen bleibt und das Wasser versickert, können Silt und Ton als Silt- und Tonhaut die Oberflächen von "channels" oder abflußlosen Seen auskleiden, die dann beim Trocknen zu Tonscherben zerspringen, welche durch spätere Aufarbeitung zu Tongeröllen werden können (GLENNIE, 1970). Solche Tonscherben und -gerölle werden aus allen Rotliegendbohrungen beschrieben (Tf. 1, Bild 5).

- äolische Sandsteine

Zeugen äolischer Vorgänge sind Windkanter, die häufig mit Wüstenlack überzogen sind und äolische Sandsteine. Als solche gelten horizontal geschichtete, gebleichte, seltener rote, meist mittelkörnige Sandsteine, die bevorzugt im oberen Oberrotliegenden vorkommen. Sie besitzen Porositäten von 10-15 %, sind gut sortiert, die Körner gut gerundet. Im REM erkennt man eine "glasierete" Oberfläche der unzementierten Quarzkörner mit kleinen Kratern ("frosting"). Außer authigenen Tonmineralen kommen keine Tonmatrix und Glimmer vor.

Das wichtigste Kriterium für äolische Sandsteine ist die großdimensionierte Schrägschichtung mit einem Einfallen der Schrägschichtungskörper von 10-30°. Da diese im Bohrkern nicht identifizierbar sind, kann der äolische Ursprung der Sedimente letztlich nicht mit Sicherheit bestätigt werden, auch wenn sie die meisten der im folgenden aufgeführten Kennzeichen erfüllen.

Typisch für äolische Sedimente sind (GLENNIE, 1970):

- kleindimensionierte Schrägschichtung, die konstante oder wechselnde Orientierung zeigt; auch horizontale Schichtung,
- gut sortierte Schichtblätter von feineren Korngrößen; scharfe Korngrößenunterschiede zwischen Schichtblättern und dem Rest des Sandsteins,
- Korngrößenspektrum von Silt bis Grobsand,
- gröbere Sandlagen sind besser sortiert,
- Sande sind frei von Ton, Glimmer sind selten,
- die Quarzkörner sind glasiert ("frosting").

Die stratigraphische Stellung der Sande im oberen Oberrotliegenden spricht ebenfalls für äolischen Ursprung, da aus diesem Abschnitt Dünensande aus anderen Trögen bekannt sind (Kreuznacher Sandstein, Saar-Nahe-Senke; Weißliegendes, Kraichgau-Senke); möglicherweise wurden die Sandsteine vor ihrer endgültigen Ablagerung noch aquatisch umgelagert, wodurch ihre primären Sedimentstrukturen verändert wurden. Eine derartige Genese wird von TRUSHEIM (1964) für das Weißliegende diskutiert. STRACK & STAPF (1980) schließen eine fluviatile Entstehung dieser Oberrotliegendesandsteine ebenfalls nicht aus, wobei jedoch auch ihre Untersuchungen zu keiner klaren Entscheidung für die äolische oder die fluviatile Bildung führen.

"Alluvial fans" verändern sich, solange sie subaerisch exponiert sind, ständig. Die Sedimente werden intern umgelagert, instabile Klaster verwittern, um dann durch Wasser ausgeschwemmt bzw. durch Wind ausgeweht zu werden. Durch das Ineinandergreifen der einzelnen Faziesbereiche, sprunghafte Änderungen der einzelnen Sedimentationsprozesse auf der "fan"-Oberfläche und wiederholtes Zerteilen der "fans" durch "channels", wird ein ständiger Fazieswechsel verursacht. Es entsteht eine vertikale Sequenz, die alle Sedimenttypen des distalen bis proximalen "fans" beinhaltet.

Die Faziesanalyse der bearbeiteten Bohrungen führt zu folgenden Ergebnissen: Die Bohrungen repräsentieren die unterschiedlichen Fazies eines kontinentalen Sedimentationsbereichs, der im Unterrotliegenden von fluviatilen und limnischen Ablagerungsbedingungen

gekennzeichnet ist, während im Oberrotliegenden Absätze von Schwemmfächern, fluviatile Sandsteine und Dünensedimente überwiegen. Der Schwerpunkt der Faziesanalyse lag auf den Proben des Oberrotliegenden, aus denen sich der paläogeographische Rahmen für das Oberrotliegende Südwestdeutschlands wie folgt rekonstruieren läßt (Abb. 37):

Die Bohrung Staufenberg entspricht dem Bereich des "fan"-Apex, wo bevorzugt "debris-" und "mud-flows" auftreten, die in Rinnensedimente übergehen, während Allmersbach B1 einen Faziesbereich aufschließt, in dem möglicherweise mehrere Transportmodi zusammenkamen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich in Allmersbach um den distalen Bereich eines Schwemmfächers, auf dem Schuttströme und Schichtflut-fanglomerate zum Absatz kamen. Die Bohrung Neibsheim liegt im Übergangsbereich zwischen "alluvial fan" und "alluvial plain", weil hier Sedimente aus beiden Subfaziesbereichen nebeneinander vorkommen. Wadisedimente, fluviatile Sandsteine und Überflutungssedimente wechsellagern mit Absätzen aus Schichtfluten und Schlammströmen. Die Bohrung Sulz schließt eine Fazies der fluviatilen Ebene auf; hier wurden bevorzugt Wadisedimente, fluviatile Sandsteine, "flood-plain-deposits" und Dünensande abgelagert. In Urach 3 besteht das Unterrotliegende aus "mud-flows" und einer limnisch-vulkanoklastischen Serie (vulkanoklastische-bituminöse Abfolge), das Oberrotliegende aus Schwemmfächersedimenten ("debris-flows") und vulkanoklastischen Ablagerungen, wie Tuffiten und tuffitischen Sandsteinen, aber auch aus tonigen, siltigen und karbonatischen Absätzen. Eine genaue Zuordnung zu einem Subfaziesbereich ist hier schwierig, so daß die Sedimente unter Vorbehalt in den mittleren Teil bis distalen Abschnitt eines "alluvial fans" gestellt werden. Sulz und Urach 3 vertreten möglicherweise zwei getrennte Teilsenken innerhalb des Schramberger Troges, die von verschiedenen Schwemmfächern gesäumt wurden (Abb. 16). Die Bohrung Dingelsdorf 1 weist Elemente des "fan"-Apex und des distalen "fans" auf, wie z.B. "mud-" und "debris-flows", Rinnensedimente, "sheetflood deposits" und im oberen Oberrotliegenden auch Dünensande, so daß sie in den mittleren "fan"-Abschnitt eingestuft wird (Tab. 22).

Tab. 22: Zuordnung der im Oberrotliegenden Südwestdeutschlands erkannten Sedimenttypen zu ihrem Bildungsräumen.

Bohrung	Sedimenttypen	Environment
Staufenberg	"debris-" und "mud-flows" "stream-channels"	"fan"-Apex
Allmersbach B1	"sheetflood deposits" "debris-flows"	distaler "fan"
Neibsheim 1	"sheetflood deposits" "ephemeral streams" "braided streams" "flood plain deposits" "mud-flows"	distaler "fan" - "alluvial plain"
Sulz	"ephemeral streams" "braided streams" "flood plain deposits" äolische Sedimente	"alluvial-plain"
Urach 3	"mud"- und "debris-flows" vulkanoklastische Sedi- mente Karbonate	mittlerer bis distaler "fan"
Dingelsdorf	"mud"- und "debris-flows" "stream-channels" "sheetflood deposits" äolische Sedimente	mittlerer "fan"

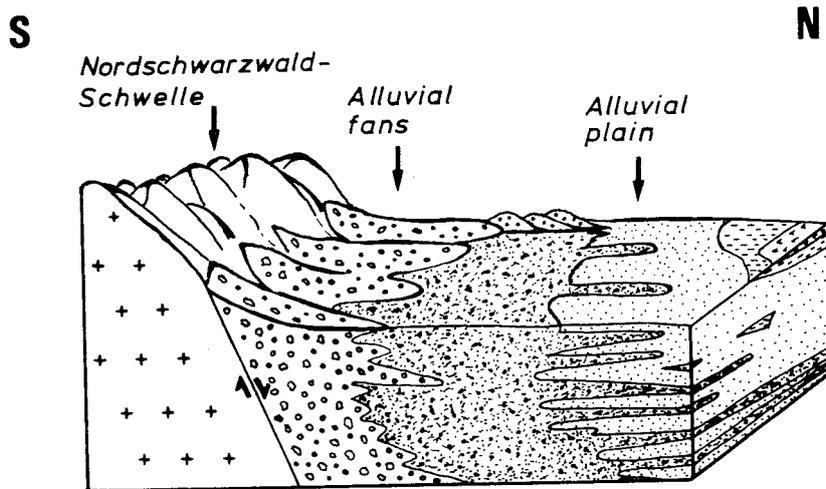


Abb. 37:

Modell des südlichen Oos-Kraichgau-Troges zur Zeit des Oberrotliegenden

-  Evaporite (Gips)
-  Tonstein
-  Siltstein
-  Sandstein
-  Dünenande
-  Fanglomerate/Konglomerate
-  Kristallin

S. BACKFISCH 1984

5.1.3. ROTSEDIMENTE UND KLIMA

5.1.3.1 ROTFÄRBUNG

Das pigmentierende Eisenoxidhydrat der "red beds" kann auf unterschiedliche Art und Weise entstehen:

- a) Eisenhydroxide in der Silt- und Tonfraktion gehen durch Wasserabgabe in situ in Hämatit über und färben das Sediment rot (VAN HOUTEN, 1964, 1968). Sie kommen bevorzugt in "flood plain deposits" vor, die mit kohligen Sedimenten vergesellschaftet sein können und in tropischen Savannensedimenten bei humiden Bedingungen. Das Klima kann von Trockenperioden unterbrochen sein.

- b) "Intrastratal solution" von eisenhaltigen Silikatmineralen führt zu deren Auflösung, wobei frühdiagenetisch authigene Minerale wie z.B. Goethit und Hämatit, gebildet werden. "Intrastratal solution" von Eisensilikaten beobachteten WALKER et al. (1978) in känozoischen Wüstensedimenten.

Nach TURNER (1980) sind Sedimente von kristallinen Abtragungsgesteinen in ariden Gebieten gewöhnlich nicht rot gefärbt. Da der Detritus in orogenen Gebieten schnell erodiert und abgelagert wird, kann er an der Oberfläche kaum vollständig oxidiert werden. Die Rotfärbung entsteht erst frühdiagenetisch durch Umwandlungen von Eisensilikaten, so daß der Hämatit als authigen angesehen werden muß. Es gibt rezent auch rotgefärbte Sedimente im ariden Klimabereich, z.B. äolische Sande, die jedoch zumeist durch Aufarbeitung älterer Rot-schichten gebildet wurden (FOLK, 1976).

Für das Rotliegende können beide Prozesse, die zur Rotfärbung führen, in Betracht kommen: Im Unterrotliegenden, der Übergangszeit zwischen Oberkarbon und Oberrotliegendem, wird das Klima trockener, humide Zeiten werden von Trockenperioden unterbrochen (FALKE, 1961; TEICHMÜLLER, 1964). Im limnisch-fluviatilen Environment des Autuns (FALKE, 1971a) werden rote Silt- und Tonsteine neben kohleführenden grauen und grünen Sedimenten abgelagert. Das pigmentierende Eisenoxid bildet sich bei positivem Redoxpotential, unter oxidierenden Bedingungen, indem das Eisen in feuchteren Zeiten aus eisenhaltigen Mineralen herausgelöst und in trockenen Perioden im Sediment als Eisenhydroxid abgeschieden wird (SESSLER, 1979). Es geht dann durch Wasserabgabe in Hämatit über. Im Oberrotliegenden entsteht die Rotfärbung frühdiagenetisch durch Auflösung von Fe-Mg-Silikaten.

Die meisten Körner der roten Sandsteine zeigen Eisenoxid-Beläge, die sowohl ererbt als auch in situ gebildet worden sind.

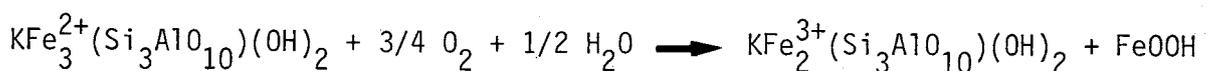
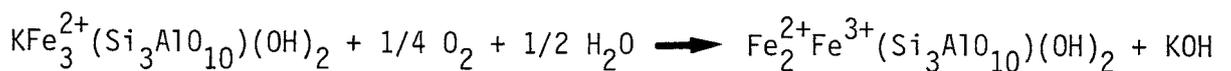
- a) Einige Körner aus Sandsteinen des Oberrotliegenden haben Eisenoxide in Grübchen auf der Kornoberfläche, während die Körner selbst nicht von Eisenoxid-"coatings" überzogen sind. Die Körner stammen aus älteren Rothorizonten, die aufgearbeitet wurden. Dabei wurden die Eisenoxidhüllen durch die Umlagerung an den erhabenen Stellen des Korns abgerieben und blieben nur in den Grübchen erhalten. Diese Eisenoxid-"coatings" sind ererbt.

- b) Die Eisenoxid-"rims" umgeben die Körner als gleichmäßig dicke Hüllen, die an den Kornkontakten fehlen. Das Eisenoxidhydrat kann auch unregelmäßig über das Korn drapiert sein und ist dann möglicherweise ein reliktsches Geopetalgefüge. Diese Eisenoxid-"coatings" sind in situ gebildet worden.

Geopetale Gefüge kennt man aus rezenten grobklastischen Wüstensedimenten, die in Schwemmfächerfazies abgelagert wurden (WALKER, 1976; WALKER et al., 1978). Sie können z.B. durch mechanische Infiltration von Ton in Konglomerate entstehen. Die Eisen-Magnesium-Silikate des Tons können unter ariden Bedingungen in 10^6 a zu Hämatit oxidiert werden (WALKER, 1967).

Nach SHOTTON (1956, S. 454) entstehen die "coatings" durch kapillaren Aufstieg von Wasser, das durch Tau oder gelegentliche Regenfälle ins Sediment eingebracht wird. Es lagert sich als Film um die Kornoberflächen und scheidet gelöstes Eisen als Eisenoxid-"coatings" darauf ab. Zwischen den Gerüstmineralen befindet sich in den "debris-" und "mud-flows" Protomatrix, die ebenfalls rot gefärbt ist.

Eisenreiche Minerale im Schwarzwälder Grundgebirge und den permischen Vulkaniten sind Biotit, Hämatit, Titanomagnetit, Ilmenit, Hornblende und Pyroxen. Der Biotitanteil in den Sandsteinen kann 10 Vol.% betragen (s. S. 67), Hornblende und Pyroxen kommen nur sehr untergeordnet vor, die Eisen- und Titanoxide sind als Akzessorien vorhanden. In den Sandsteinen kann der Biotit vollständig pseudomorph zu Eisenoxidhydrat umgewandelt sein. Der Magnetit ist martitisiert, was in Kapitel 4.1.2.8 beschrieben wurde. Die Umwandlung der Biotite hat bereits im Kristallin begonnen, sie werden fröhdiagenetisch weiter oxidiert, indem sie Kalium und Eisen abgeben (FARMER et al., 1971):

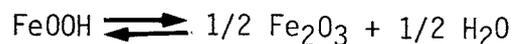


Die Reaktionsgleichungen beziehen sich auf reinen Eisenbiotit, der selten auftritt. Die meisten Biotite enthalten Magnesium, das ebenfalls bei der Oxidation frei wird.

Die Zersetzung verläuft in den Sandsteinen unterschiedlich, entweder scheidet sich das Erz parallel zu Spaltrissen ab, es bilden sich Höfe um die Glimmer oder sie werden vollständig oxidiert. Zum Prozess der Biotitoxidation siehe FARMER et al. (1971) und TURNER & ARCHER (1977). Manchmal kommen auch gebleichte Biotite pseudomorph nach einem Tonmineral vor, mit Eisenoxid auf Spaltrissen oder als feinkörniges Pigment in dessen Umgebung. Ob der Biotit oxidiert oder gebleicht wird, hängt vom pH-Wert der Bodenlösung ab (ISMAIL, 1969). Unter neutralen und alkalischen Bedingungen kann sich aus Biotit Montmorillonit bilden. Nach Oxidation des oktaedrisch koordinierten Fe^{2+} verringert sich der Ladungsüberschuß des Glimmers und das expandierte Montmorillonitgitter kann entstehen.

Die Untersuchungen pleistozäner Böden der Sonoran Wüste, Kalifornien, durch WALKER (1967) erbrachten alkalische pH-Werte um 8. Die Haupttonminerale, die sich unter diesen physiko-chemischen Bedingungen rezent neu bilden, sind Montmorillonit, I/S-ML und Illit. Da sich auch im Rotliegenden die Biotitoxidation unter alkalischen Bedingungen abgespielt hat, ist es wahrscheinlich, daß sich dabei neben Eisenoxidhydrat frühdiagenetisch auch Tonminerale neu gebildet haben.

Die Biotitumwandlung erfolgt im Eh-pH-Stabilitätsfeld des Hämatits (Abb. 38). Zuerst scheidet sich Eisenhydroxid als Goethit ab, der durch Wasserabgabe in Hämatit übergeht. In ariden Gebieten ist die Temperatur in den Böden erheblich erhöht (70-85 °C), so daß hier nicht nur die Reaktionsgeschwindigkeiten stark gesteigert sind, sondern auch eine relativ schnelle Entwässerung der Eisenhydroxide erfolgt. Nach BERNER (1969) läuft der Prozess nach folgender Reaktion ab:



Gleichgewichtstemperatur
40 °C

Wenn die Eh-pH-Bedingungen der Porenlösung im Stabilitätsfeld des zweiwertigen Eisens liegen, wird das dreiwertige Eisen reduziert und als Fe^{2+} abtransportiert. Es resultieren gebleichte Sandsteine (TURNER, 1980).

Das Eisenoxidhydrat sitzt als farbgebendes Pigment zwischen den Tonmineralen der Matrix. Die roten Eisenoxid-"coatings" bestehen

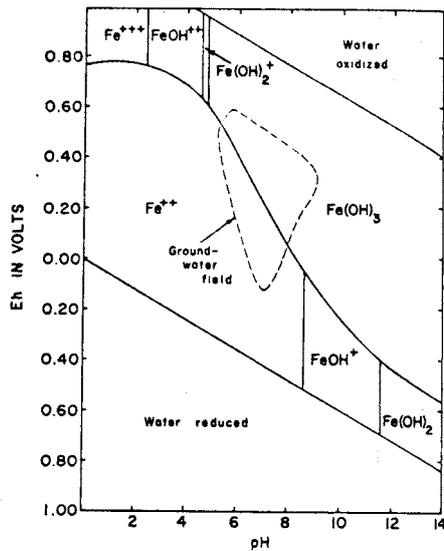


Abb. 38:

Stabilitätsdiagramm für das System Fe^{3+} - Fe^{2+} in wässriger Lösung (aus WALKER, 1967).

häufig aus einem Hämatit-Ton-Gemisch. Durch Reduktion kann das Eisen selektiv herausgelöst werden, während die Tonmineral-"coatings" um die Körner zurückbleiben. Die Bleichung der Sandsteine erfolgte meistens frühdiagenetisch und hat vorwiegend permeable, mittel- bis grobkörnige Sandsteinhorizonte erfaßt, während Feinsandsteinlagen, Silt- und Tonsteinschlieren und -klasten rotgefärbt blieben.

5.1.3.2 HINWEISE AUF DAS PALÄOKLIMA

Rotsedimente sind Indikatoren für diagenetische Vorgänge unter oxidierenden Bedingungen. WALKER (1974) unterscheidet zwischen zwei Typen von "red bed"-Sequenzen:

- a) wüstenhafte "red bed"-Vergesellschaftungen mit Evaporiten, in denen äolische Sande, fluviatile Sedimente der Wüste und Evaporite aus Playas und Inlandsabkhas miteinander wechsellagern.
- b) Rotfolgen, die in humidem Klima gebildet wurden, in welchen rote Sedimente mit kohleführenden Schichten wechsellagern.

Das Rotliegende von Südwestdeutschland besteht in seinem unteren Abschnitt (Autun) aus einer buntgefärbten, im Liegenden kohligem Sedimentfolge, die einen Mischbereich zwischen beiden Fazies darstellt, während das Oberrotliegende (Saxon), das aus einer roten, klastischen Serie mit wenigen grauen, grünen Horizonten und Evaporiten besteht, der Fazies der wüstenhaften "red beds" entspricht.

Nach GLENNIE (1972) hat zur Zeit des Perms auf der nördlichen Hemisphäre eine Wüste zwischen 10° und 30° nördlicher Paläobreite existiert. Der permische Äquator lag südlich der "Rotliegendewüste" (Abb. 5). Die klastischen Sedimente, "Arkosen" mit einem Feldspatgehalt von 25-50 %, sind Erosionsprodukte kristalliner Gesteine, die ein hohes Relief, arides Klima, schnelle Abtragung, Transport und Überdeckung erfuhren und so wenig verwittert sind. Sie bildeten sich durch fluviatilen Transport an den Rändern von tektonisch aktiven Gebirgen, in Senken, die durch Verwerfungen begrenzt werden (tektonische Arkosen FOLK's, 1974). Der Feldspatgehalt der Arkosen wird von drei Faktoren bestimmt:

- a) vom Feldspatanteil im kristallinen Liefergebiet,
- b) vom Klima und der Verwitterung,
- c) von der Zerstörung des Feldspats nach der Ablagerung durch "intrastratal solution".

Die Sedimente der Bohrungen variieren gegenüber ihren Liefergesteinen stark im Feldspatgehalt. So wurde der durchschnittliche Kalifeldspatgehalt in den Bohrungen des Oos-Kraichgau-Troges zu 25 %, der Plagioklasgehalt zu 10 % bestimmt. Im granitischen Grundgebirge des Nordschwarzwaldes kommen folgende Feldspatgehalte vor (AL KHAYAT, 1976):

Bühlertalgranit	Kalifeldspat:	33,7 %
	Plagioklas:	23,4 %
Forbachgranit	Kalifeldspat:	29,7 %
	Plagioklas:	26,1 %
Seebachgranit	Kalifeldspat:	37,5 %
	Plagioklas:	19,3 %

Der Kalifeldspatgehalt ist gegenüber den kristallinen Ausgangsgesteinen weitgehend gleichgeblieben, während die Plagioklase um mehr als die Hälfte reduziert wurden. Wenn man davon ausgeht, daß ein Teil

der heute noch vorhandenen Plagioklase auch aus den Vulkaniten und aus weiter entfernten Liefergebieten stammt, wie in Kapitel 5.1.1 angenommen, dann sind sie im Laufe der Umlagerung und Diagenese noch stärker abgereichert worden.

Auch im Schramberger Trog haben sich die Mengenverhältnisse der Feldspäte gegenüber denen im Kristallin verändert. Der Triberger Granit besitzt 45,4 % Kalifeldspat und 20,7 % Plagioklas (SCHLEICHER & FRITSCHKE, 1978), die Sandsteine 10-20 % Kalifeldspat und 10-12 % Plagioklas. Hier sind beide Feldspatvarietäten um die Hälfte abgereichert worden. Die Werte lassen erkennen, daß trotz der geringen chemischen, überwiegend physikalischen Verwitterung ein Verlust an Feldspat eingetreten ist, der zum einen eine Folge der Umlagerung ist, zum anderen auf diagenetischen Umwandlungen beruht. Feldspatauflösung und anschließende Tonmineralneubildung wird in den Sandsteinen beobachtet und ist ein bedeutender Faktor bei der Illitauthigenese.

In den Sandsteinen kommen Mischungen von frischen, sericitisierten, seltener kaolinisierten Feldspäten vor. Die verwitterten Feldspäte stammen aus Detritus, der im Oberkarbon bei humidem Klima aus tiefgründig verwittertem Grundgebirge entstanden ist. Die frischen Feldspäte kommen aus kristallinen Gesteinen, die im Rotliegenden freigelegt und erodiert wurden, z.B. aus Graniten und aus den Vulkaniten, wobei deren Kalifeldspäte manchmal auch sericitisiert sein können. In den gut sortierten, gebleichten, mittelkörnigen Sandsteinen liegt eine Reifeinversion vor (s. Kap. 4.1.2.2.6); gut gerundete Quarze liegen neben gut gerundeten Feldspäten und Gesteinsbruchstücken gleicher Größe. Da für diese Sandsteine sowohl äolische als auch aquatische Entstehung angenommen wird (s.S. 121), ist es denkbar, daß ihre Gerüstkörner aus völlig unterschiedlichen Ausgangsgesteinen stammen:

- die gerundeten Quarze könnten aus abgetragenen Sandsteinen kommen, äolisch umgelagert und eingeweht worden sein;
- die Feldspäte und die weniger stabilen Gesteinsbruchstücke wurden von den anstehenden Magmatiten geliefert, die wenig verwittert waren. Die Zurundung der Körner erfolgte bei aquatischem Transport.

Die mikroskopischen Untersuchungen der Sandsteine erbrachten folgende Beobachtungen: die Plagioklase sind zwar meist etwas kleiner als die Kalifeldspäte und mengenmäßig geringer vertreten, dafür aber häufiger frischer als die Kalifeldspäte, die sericitisiert, in Dingsdorf vakuolisiert sind. Nach HESS (1966) wandelt sich Orthoklas in Illit um, wenn die chemische Verwitterung und die Auslaugung von Kalium gering sind, d.h. bei hohem K^+/H^+ -Verhältnis. Plagioklas (Albit) ist stabiler als Kalifeldspat in einem Environment, in dem die Konzentration von Na^+/H^+ hoch ist und K^+/H^+ niedrig ist. Im Oberrotliegenden waren sehr wahrscheinlich erhöhte Natrium-Konzentrationen im Bodenwasser als Folge der erhöhten Evaporation unter ariden Klimabedingungen vorhanden (vermutete chloridische Porenzemente, s.S. 43); das ausgelaugte Kalium wurde bei der Illitauthigenese verbraucht.

Die Beobachtung, daß der Feldspat- und Gesteinsbruchstückgehalt - besonders der an instabilen RF - vom Oberkarbon zum Oberrotliegenden ansteigt, beruht auf dem allmählichen Klimawechsel von humid im Oberkarbon zu arid im Oberrotliegenden und stützt die bisherigen Aussagen zum Paläoklima. Durch die chemische Verwitterung im Oberkarbon wurden die instabilen RF und Feldspäte stärker und schneller zerstört, während unter den Bedingungen der physikalischen Verwitterung im Oberrotliegenden die Gesteine überwiegend mechanisch zerlegt wurden.

Weitere Indikatoren für das Paläoklima sind die frühdiagenetischen Nadelquarze und der Quarzin (s. S. 83). Sie bilden sich unter salinaren Voraussetzungen in ariden Klimazonen.

5.2 DIAGENESE DER ROTLIEGENDSANDSTEINE SÜDWESTDEUTSCHLANDS

Wegen der großen Zeiträume, in denen Gleichgewichtszustände erreicht oder annähernd erreicht werden können, ist eine Vielzahl von diagenetischen Mineralneubildungen und -umwandlungen zu beobachten. Minerale sind nur dort stabil, wo sie gebildet wurden. Daher ist es natürlich, daß sie vom Augenblick ihrer Um- und Ablagerung an Veränderungen unterworfen sind. Jede zusätzliche Änderung im Environment bewirkt weitere diagenetische Umwandlungen. FÜCHTBAUER (1979) hält für die wichtigsten Faktoren, die die Diagenese bestimmen: den primäre Mineralbestand und das Gefüge, die Ablagerungsfazies, die Zusammensetzung der Porenlösung, die Versenkungstiefe (Temperatur plus Druck), die Zeit und tektonische Bewegungen. Die Diagenese des Rotliegenden wurde vorbestimmt durch das wüstenhafte Ablagerungsmilieu, das besonders die frühen diagenetischen Prozesse beeinflusste. An die tiefere Versenkungsdigenese, im Zuge derer eine Reihe von Mineralneubildungen und -umwandlungen entstand, schloss sich im Tertiär eine Heraushebung und Verwerfung der klastischen Abfolgen an.

5.2.1 FRÜHDIAGENESE

Die frühe Diagenese wird wesentlich durch das Environment bestimmt, welches die primäre Zusammensetzung des eingeschlossenen Porenwassers bedingt. Abtragungsgesteine, Verwitterung, Transportauslese und -energie im Bildungsbereich kennzeichnen Lithofazies und Gefüge der Sedimente; die Komponenten der Sandsteine treten mit den Porenlösungen in Wechselwirkung, die Gefügeparameter bestimmen deren Mobilität. Das früheste Diagenesestadium des Rotliegenden von Südwestdeutschland beginnt mit dem Absatz der Sedimente unter oxidierenden Bedingungen bei erhöhten tropischen Temperaturen, in den Faziesbereichen eines wüstenhaften Ablagerungsraumes ("redoxomorphic stage", DAPPELS, 1979). Zwischen den einzelnen Sedimentfolgen beste-

hen große Porositäts- und Permeabilitätsunterschiede. Die tonreichen "debris-" und "mud-flows" besaßen primär nur geringe Porositäten im Gegensatz zu den äolischen Sandsteinen, die Minuszementporositäten von ca. 25 % haben. Hier waren die Porenlösungen besser beweglich, so daß eine Reihe frühdiagenetischer Zementminerale abgeschieden wurden. Zur Zeit der frühen Diagenese treten Hydratationsreaktionen auf, während die tiefere Versenkungsdiagenese hauptsächlich durch Entwässerungsreaktionen gekennzeichnet ist.

Zu den frühdiagenetischen Vorgängen zählen die Biotitoxidation und die Bildung der Eisenoxid-Ton-"rims", die in Kapitel 5.1.3.2 beschrieben wurden, die Authigenese der langprismatischen Nadelquarze (Kap. 4.1.2.4.1) und der Illit-"coatings" (Kap. 4.1.2.3.1), die in einigen Sandsteinen beobachtete Kaolinitbildung (Kap. 4.1.2.3.3) und die Auflösung des vulkanischen Glases, welche jedoch weit in das Stadium der mittleren bis tiefen Diagenese reicht.

5.2.2 VERSENKUNGSDIAGENESE

Mit zunehmender Versenkung steigen Druck und Temperatur in den Sedimenten. Durch die Kompaktion wird das Sediment verdichtet und das Porenwasser ausgetrieben (Entwässerung). Die Austreibung des Porenwassers beginnt bei ca. 500 m Versenkungstiefe; mit steigender Temperatur erfolgt die Entwässerung von Mineralen, wie z.B. die Umwandlung von Gips zu Anhydrit, Hydrogoethit zum Hydrohämätit und Hämätit.

Der Chemismus des Porenwassers ändert sich zu mäßigen bis stark alkalischen pH-Werten. Nach DAPPELS (1979) bleibt das Redoxpotential des Porenwassers, das sich frühdiagenetisch eingestellt hat, häufig unter den Bedingungen der tieferen Versenkungsdiagenese erhalten, wenn kein großräumiger Porenwasseraustausch stattfindet.

Eine Folge der Kompaktion ist eine Migration der Porenlösungen durch die Sedimentabfolgen, woraus Auflösung und Ausfällung von Zementmineralen - Zementation - resultieren ("locomorphic stage", DAPPELS, 1979). Die Porositätsdifferenzen zwischen den einzelnen

Faziestypen werden durch authigene Mineral- und phyllosilikatische Zementbildung immer mehr ausgeglichen. Es entstehen stark zementierte Sandsteine mit nur geringen Restporositäten.

Zu den Vorgängen der tieferen Versenkungsdiagenese gehören die Bildung von Pseudomatrix (Kap. 4.1.2.5), die Illitauthigenese (Faserillite und porenfüllender Wabenillit; Kap. 4.1.2.3.1), Quarz-, Anhydrit- und Karbonatzementation (Kap. 4.1.2.4.1-4.1.2.4.3).

5.2.3 DIAGENETISCHE MINERALUM- UND NEUBILDUNGEN

5.2.3.1 BILDUNG VON ILLIT-SMEKTIT-WECHSELLAGERUNGS-MINERALEN (I/S-ML) AUS SMEKTIT

In den Tuffen und Tuffiten des Rotliegenden kommen neben Chaledon und intensiven Verkieselungen ungeordnete I/S-ML mit einem Smektitanteil von 20-30 % vor (s. Kap. 4.1.2.3.2). Es ist anzunehmen, daß sich diese ML-Minerale im Laufe der Diagenese aus Smektit gebildet haben, der wahrscheinlich eines der ersten Entglasungsprodukte der rhyolithischen Rotliegendgläser war. Vulkanisches Glas ist unterhalb seiner Schmelztemperatur thermodynamisch instabil, so daß es in geologischen Zeiträumen immer entglast. Durch die hohe Porosität der Tuffe, die große Oberfläche der Tuffpartikel und hydrothermale Nachphasen des Vulkanismus wird die Entglasung begünstigt.

Grundsätzlich bilden sich Tonminerale aus vulkanischem Glas auf zwei Arten:

- a) durch Umwandlung der vulkanischen Asche oder eines Tuffs in situ,
- b) durch Zufuhr hydrothermalen Lösungen bei Temperaturen von über 100 °C in wenigen Millionen Jahren.

Beide Vorgänge können miteinander gekoppelt sein. Bei der Devitrifizierung gehen Alkalien, Erdalkalien und Kieselsäure durch Hydratation

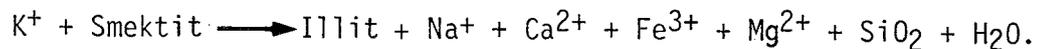
in Lösung, wobei die Menge der gelösten Ionen vom pH-Wert abhängt (v. ENGELHARDT, 1977). Zur Tonmineralneubildung stehen somit alle Ionen der Gläser in gelöster Form zur Verfügung. Montmorillonit bildet sich aus vulkanischem Glas wenn MgO anwesend ist (größer 2-3 %). Aus Aschen, die kaum Magnesium enthalten, kann sich kein Smektit bilden. Deshalb verändern sich SiO₂-reiche Gläser nicht so schnell wie basische, was auf ihren Magnesium-Gehalt zurückzuführen ist. Magnesium kann bei der Zersetzung magnesiumarmer pyroklastischer Gestein angereichert werden, so daß sich Bentonite bilden können (KARAMATA, 1957).

Bei Zufuhr hydrothermalen Wässers begünstigen saure, HCl-haltige Lösungen die Montmorillonitauthigenese, während schwach saure, kohlenstoffhaltige Wässer zu einer Illitisierung führen. Die Ursache hierfür liegt in der unterschiedlichen H⁺-Ionenkonzentration der Lösungen (HAWKINS & ROY, 1963).

Diagenetisch entsteht Smektit bei geringer Durchflutung des Bodens in neutralem bis alkalischem Milieu und bei Bodenlösungen, die reich an Calcium und Magnesium sind (CAROLL, 1958; v. ENGELHARDT, 1977). Nach ILER (1955, S. 183) können sich Tonminerale unter anderem durch Ionenreaktionen aus der Lösung bilden. Mg(OH)₂ hat einen stark ausfällenden Effekt auf Si(OH)₄, so daß die gleichzeitige Abscheidung von SiO₄-Tetraedern und Magnesiumhydroxid-Oktaedern zusammen mit hydratisiertem Aluminium zur Bildung von Montmorillonit führt. Die Kieselsäure muß dazu monomer vorliegen.

Durch Aufnahme von Kalium, Abgabe von Wasser, Magnesium, Natrium und Calcium und Erhöhung der negativen Schichtladung durch Einbau von Aluminium in die Tetraederschichten und Umbesetzungen in den Oktaederschichten können sich im Laufe der Diagenese aus Montmorillonit I/S-Wechselagerungsminerale und schließlich Illit bilden. Nach BOLES (1981) laufen diese Vorgänge über die Lösungsphase ab, da sie energetisch günstiger sind als Diffusions- und Austauschreaktionen innerhalb des Gitters. Die Aktivierungsenergie für diese Prozesse könnte außer durch die geothermische Tiefenstufe auch durch die Hydratationsreaktionen des vulkanischen Glases geliefert worden sein, denn diese sind stark exotherm, so daß auch andere Reaktionen dadurch beschleunigt werden (SURDAM & BOLES, 1979).

In manchen Rotliegendetuffen ist sogar Muskovit gesproßt, als Folge weiterer Kaliumaufnahme bei niedriger Kieselsäurekonzentration und schwach alkalischen pH-Werten. Aluminium ist unter solchen pH-Verhältnissen jedoch allgemein immobil (s. S. 174), so daß der Aluminiumbedarf der Muskovite im wesentlichen aus den Montmorilloniten stammen muß. Nach BROCKAMP (1983, S. 37) werden aus einem Teil Montmorillonit nur 0,7 bis 0,8 Teile Illit, so daß es zu einem erheblichen Schwund (ca. 30 %) gegenüber dem ursprünglichen Tonmineralbestand kommt. Die Reaktion läuft nach folgender schematischer Gleichung ab:



Die bei der Transformation freiwerdende Kieselsäure, das Magnesium und das Calcium können für diagenetische Mineralneubildungen verwendet werden, das Eisen wird je nach Redoxpotential des Porenwassers in Minerale als 2- oder 3wertiges Kation eingebaut, das freiwerdende Wasser ergänzt das Porenwasser und kann zu einem erhöhten Stofftransport führen.

Das Natrium reichert sich während der Diagenese im Porenwasser an, so daß letzteres mit zunehmender Versenkung immer mehr den Charakter einer Salzlösung annimmt. Das Kalium, welches zur Illitbildung aus Smektit gebraucht wird, stammt aus den K₂O-führenden Vulkaniten und aus den Glimmern und Feldspäten, die syngenetisch oder frühdiagenetisch angegriffen werden.

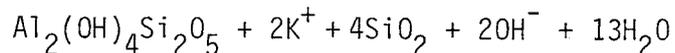
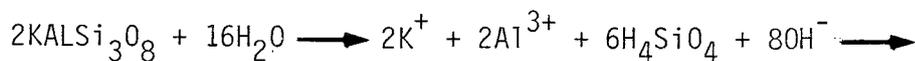
I/S-ML kennt man auch aus Pyroklastika des saarpfälzischen Rotliegenden. Sie treten dort als Folgeprodukte kompaktierter Bimsbruchstücke auf und werden als "Hygrophyllit" bezeichnet (HEIM, 1971).

Über den Zeitpunkt der Umwandlung von Smektit zu I/S-ML bestehen unterschiedliche Auffassungen. Sie erfolgt bei Temperaturen zwischen 40 und 95 °C und in Teufen von 500-1000 m (DUNOYER DE SEGONZAC, 1970; HOWER et al., 1976; PERRY & HOWER, 1970; VELDE, 1977). Bei einem geothermischen Gradienten von ca. 5°/100 km (s. S. 164) entspricht dies einer Versenkung von 800-1900 m, also genau dem Teufenintervall, den das Rotliegende einschließt. Die pyroklastischen Horizonte der Bohrungen Staufenberg, Sulz und Urach sind 1200-2000 m

tief versenkt worden. Die Tuffe der jungpaläozoischen Sedimentfolgen zeigen deshalb gemeinsame tonmineralogische Zusammensetzung. Es ist keine Zunahme der Illitisierung mit der Teufe zu beobachten.

5.2.3.2 KAOLINITBILDUNG

Kaolinit bildet sich fröhdiagenetisch bei geringer Versenkungstiefe bei schwach saurer Reaktion der Porenlösung (pH = 5) und Kieselsäurekonzentrationen von $10^{-3,5}$ bis $10^{-4,5}$ (LIPPMANN, 1982) aus Feldspat oder direkt aus der Porenlösung. Die Unterscheidung zwischen diagenetischem und angeliefertem Kaolinit ist mit Hilfe des REM morphologisch möglich. Authigener Kaolinit kommt im mittleren Teil der Bohrung Dingelsdorf 1 in Rotliegendesandsteinen im Porenraum und in Kavernen von Gesteinsbruchstücken und Feldspäten vor (Tf. 5, Abb. 8). Die Neubildung aus Feldspat verläuft nach folgender Gleichung:



Die bei dieser Reaktion frei werdende Kieselsäure wird fortgeführt oder als Zement abgeschieden, damit die Reaktion in Gang bleibt. H^+ -Ionen werden zur Neutralisation der Hydroxidionen herangeföhrt, Kalium abtransportiert. Da die kaolinitischen Sandsteine nicht eingekieselt sind, muß die Kieselsäure weggeführt worden sein. Der authigene Kaolinit kann sich z.B. dadurch gebildet haben, indem Merkmale der Diagenese des oberkarbonischen Untergrunds bis ins hangende Rotliegende erhalten blieben. Saure Porenwässer, die im Oberkarbon und Unterrotliegenden durch diagenetische Oxidation von organischer Substanz unter Freisetzung von CO_2 entstanden sind, stiegen infolge der Kompaktion ins Oberrotliegende auf und bewirkten in den genannten Sandsteinen eine Kaolinitauthigenese.

Nach DRONG (1979) könnte auch der Rotliegendevulkanismus einen Inkohlungsschub mit einer CO_2 -Freisetzung bewirkt haben, der dann

zum fröhdiagenetischen Feldspatabbau und zur Kaolinitneubildung geführt hat.

Angelieferter Kaolinit stammt aus den Sedimenten des Oberkarbons. Dort hat sich Kaolinit in Kohlen und kohligen Ablagerungen aus Feldspat und Illit unter Einwirkung von Humussäuren gebildet (SESSLER, 1979). Der Detritus gelangte durch Umlagerung in die Rotliegendensedimente.

5.2.3.3 ILLITAUTHIGENESE

In den Oberrotliegendensandsteinen konnten drei verschiedene Illittypen unterschieden werden (s. Kap. 4.1.2.3.1):

- a) tangentiale Illit-"coatings"
- b) Faserillite
- c) wabenförmige Illite.

Die tangentialen Illite umhüllen die Körner teilweise vollständig, teilweise sind die Kornkontaktstellen ausgenommen. Der Genese der Illit-"rims" liegen zwei getrennte Vorgänge zugrunde:

a) Mechanischer Toneintrag:

Nach WALKER (1979) können Illit-"coatings" durch deszendente Oberflächenwässer, die mit Ton beladen sind, entstehen. Die Sickerwässer schlämmen die Tonminerale in grobklastische Sedimente. Der Ton legt sich dann geopetal um die Gerüstminerale. Auch durch Windtransport kann Staub mechanisch in die Ablagerungen eingebracht werden. Der luftverfrachtete Staub, der aus den klastischen Sedimenten ausgeweht wurde oder aus den zahlreichen, weltweit verbreiteten vulkanischen Eruptionen im unteren Perm stammen kann, setzt sich auf der Sandoberfläche ab und haftet bei Tau oder nach Regenfällen durch Adhäsion an den Sandkörnern. Später wird er durch Niederschlag in tieferliegende Schichten eingespült und legt sich dann ebenfalls geopetal um die Sandkörner. In rezenten Wüsten bestehen diese Ton-"coatings" aus I/S-ML und

Illit (WALKER, 1967, 1976; WALKER et al., 1978). Diese pedogene Illit-"rims" werden durch Oxidation von vorhandenen eisenhaltigen Silikaten rot gefärbt (s. Kap. 5.1.3.1). Sandsteine mit Illit-"coatings", die durch mechanischen Toneintrag entstanden sind, haben häufig auch mit Protomatrix verfüllte Porenräume, so daß hier nachfolgend kein Faserillitwachstum mehr stattfand.

b) Authigene Bildung aus der Porenlösung:

In gut sortierten Sandsteinen mit hoher Primärporosität haben sich die Illitsäume frühdiagenetisch durch Abscheidung aus der Porenlösung gebildet. Sie besitzen hohe Lichtbrechung und fehlen zwischen Drucklösungskontakten. Geopetale Gefüge und FeOOH-Pigmente sind meistens nicht vorhanden, die Faserillite wachsen direkt aus den "coatings" in den Porenraum. Der Hüllenillit ist dioktaedrisch und entspricht dem 1-Md-Polytyp (s. S. 78). Die geochemischen Untersuchungen mit der Mikrosonde an sechs Proben ergaben einen Al_2O_3 -Gehalt von 23,8 Gew.%. Gut kristalline Illite haben Al_2O_3 -Gehalte von 26 Gew.%. Nach VELDE (1977) ist der geringe Aluminiumgehalt eine wesentliche Ursache für den schlechten Ordnungszustand. Der K_2O -Gehalt von 2,17 % ist extrem gering, der MgO -Gehalt von 8,29 Gew.% hoch. Gut geordnete Illite haben K_2O -Gehalte zwischen 8 und 10 %. Illite mit hohen MgO -gehalten bilden sich unter marinen Bedingungen oder aus Smektit. Da ein marines Bildungsmilieu für das kontinentale Rotliegende ausscheidet, wird ihre Entstehung aus Montmorillonit sehr wahrscheinlich. Der Wassergehalt der "rims" war durch Mikrosondenuntersuchung nicht festzustellen; es wird aber angenommen, daß er ebenfalls hoch ist und das die 1-Md-Illite ein aufgeweitetes Gitter besitzen. Im Röntgendiagramm zeigt der Illit breite, asymmetrische, aufgeweitete Basisreflexe. Da aber die Fraktion $< 2 \mu m$ aus einer Mischung von authigenen und auch detritischen Illiten besteht, kann dem Röntgendiagramm keine Aussage bezüglich der Kristallinität der authigenen Illite entnommen werden.

Nach YODER & EUGSTER (1955) bildet sich 1-Md-Illit direkt aus K_2O -reichem Glas oder aus Montmorillonit bei Anwesenheit von K_2O und Al_2O_3 . Die Vorgänge im Porenraum zur Zeit der frühen Diagenese könnten sich folgendermaßen abgespielt haben: In den Tuffen

hat sich aus vulkanischem Glas Montmorillonit gebildet, während sich in den Sandsteinen bei Anwesenheit primär glasiger vulkanischer RF smektitische Hüllen um die Gerüstminerale abgeschieden haben, die dann im Laufe der Diagenese zu 1-Md-Illit umgewandelt wurden. In den Tuffen ist die Transformation von Smektit zu Illit über "mixed-layer" noch nicht so weit fortgeschritten, weil sie im Zuge der Entglasung frühdiagenetisch stärker zementiert wurden, wobei sich Porosität und Permeabilität verminderten. ROSSELL (1982) nimmt an, daß auch die "clay-coatings" der Rotliegendesandsteine der südlichen Nordsee aus "mixed layer" entstanden sind.

Die Porenlösung muß zum Zeitpunkt der Hüllenbildung reich an MgO gewesen sein. Hauptquelle war das vulkanische Glas, dessen Devitrifizierung frühdiagenetisch in vollem Gange war. Das Magnesium muß bei der Zersetzung der pyroklastischen Gesteine angereichert worden sein. Außerdem ist das Porenwasser infolge der erhöhten Evaporation bei aridem Klima an Elektrolyten hoch konzentriert gewesen.

Nach DE VORE (1956) lagern sich Tonminerale tangential um Gerüstminerale, wenn diese von Wasserfilmen umgeben sind. Das Wasser bildet Hydratationsstrukturen mit der Oberfläche der Gerüstminerale aus, indem sich die OH-Gruppen des Wassers den Sauerstoffatomen der oberflächennahen SiO_4 -Tetraeder nähern (z.B. beim Quarz). Die Tonminerale können sich dann mit der negativ geladenen (001)-Fläche an die durch Elektronenverschiebung in der Wasserhülle positiv polarisierte Oberfläche des Kornes anlagern. Um dies zu ermöglichen, muß das Korn vom Porenraum her frei zugänglich sein, was nur in den matrixfreien porösen Sandsteinen gewährleistet ist.

Nach diesen Ausführungen läßt sich ein Zusammenhang zwischen der Bildung von tangentialen Illit in Rotliegendesandsteinen und dem hohen Anteil von vulkanoklastischem Detritus des Unterperm erkennen.

Der Faserillit ist ein 1-M-Polytyp, der bevorzugt in Richtung der Winkelhalbierenden zwischen a- und b-Achse wächst (s. S. 77). Er hat einen K_2O -Gehalt von 5,13 %, was für einen 1-M-Illit zu niedrig ist. Sein MgO-Gehalt von 3,89 % ist erhöht und entspricht nach WEAVER & POLLARD (1973) dem eines Glaukonits.

Die Faserillite haben hohe spezifische Oberflächen. Dadurch wird die Wasserabsorption begünstigt und der Porenraum verkleinert. Außerdem erhöht sich die Tortuosität der Sandsteine, ihre Permeabilität

wird stark reduziert. Bei hohen Fließgeschwindigkeiten der Porenlösung werden durch den Faserillit Turbulenzen erzeugt, die den Fließwiderstand der Lösung erhöhen (STALDER, 1973). Es können Faserstücke abgerissen werden, die dann die Porenkanäle verstopfen.

Der Wachstumsmechanismus des Faserillits ist noch nicht geklärt. Er wächst aus den Illit-"coatings" durch Anlagerung von Bausteinen (Ionen oder ionaren Komplexen) aus der Porenlösung an den abstehenden Blättchenspitzen der Hüllenillite. Die Dicke der Fasern ist durch die Dicke der Hüllenillite vorbestimmt. Die Anlagerung in Richtung der c-Achse ist wahrscheinlich nur durch Überwindung der Abstoßung, eine Folge der negativen Schichtladung, möglich. Daher wachsen die Illitkristalle in Richtung von c nur sehr langsam. Die authigenen Schichtsilikate entstehen nur bei günstigen Ionenaktivitäten und eng begrenzten Eh-pH-Bedingungen innerhalb der Stabilitätsfelder ihrer Endglieder. Nach LIPPMANN (1982) scheidet sich Illit bei einem Verhältnis $K^+/H^+ = 10^5-10^6$ und Aktivitäten der Kieselsäure von $10^{-4,5}-10^{-4}$ ab, wenn die Porenlösung an SiO_2 übersättigt ist (>6 ppm SiO_2). Die Morphologie des Illits hängt von inneren und äußeren Faktoren bei der Kristallisation ab. Zu den inneren Faktoren zählen die Kristallstruktur und Gitterbaufehler, zu den äußeren Faktoren die Temperatur, der hydrostatische Druck, die Übersättigung, Konzentration, Diffusionsgradienten und Viskosität des Mediums und das Vorkommen von Lösungsgenossen. Die Abhängigkeit der Kristallmorphologie von der Kristallstruktur wird von CABRERA & COLEMAN (1963), HARTMAN (1963, 1969, 1972) und HARTMAN & PERDOK (1955) beschrieben. Wenn ein Glimmer langsam im Gleichgewicht mit dem Medium wachsen kann, bilden sich hexagonale Blättchen, da die (010)- und (110)-Flächen gleichwertig sind. Die Bindungsenergien, die bei Anlagerung von Tetraedern und Oktaedern frei werden, sind gleich (GRIM & GÜVEN, 1978). Nach HARTMAN (1969) kann Faserwachstum dann auftreten, wenn Gitterstörungen nur in einer Richtung im Kristall vorhanden sind; häufig sind diese dann parallel zu den "periodic bond chains" (HARTMAN, 1969), den Hauptbindungsrichtungen NIGGLI's (1941), angeordnet.

Wahrscheinlich wird das Faserwachstum des Illits in der Hauptsache durch Wechselwirkungen mit äußeren Faktoren, insbesondere Fremdionen, bestimmt. Die Absorption von Verunreinigungen kann an

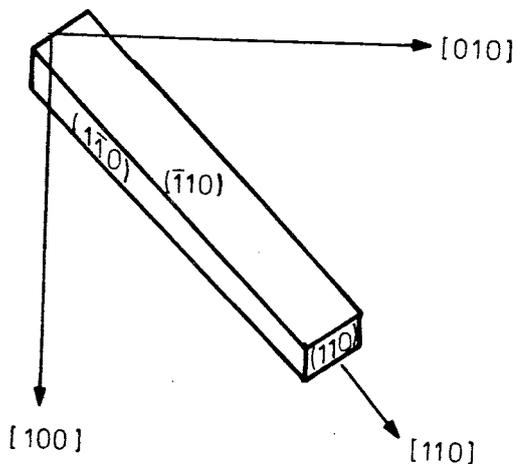


Abb. 39:

Faserförmiges Wachstum eines dioktaedrischen Tonminerals (Illit, Smektit) in Richtung $[110]$.

einer bestimmten Fläche so stark sein, daß das Wachstum in dieser Richtung beträchtlich reduziert wird. Nach GRIM & GÜVEN (1978) geschieht dies z.B. beim Montmorillonit bevorzugt in Richtung der b-Achse, während das Wachstum in Richtung $[110]$ weiter voranschreitet, so daß aus hexagonalen Blättchen Fasern werden können (Abb. 39).

Für das Faserillitwachstum sind wahrscheinlich folgende Gründe verantwortlich: Die Positionen sind in alle Richtungen, außer $[110]$, durch adsorbierte Fremdionen (z.B. Mg, Na, Fe) blockiert. Die Adsorption der Fremdionen erfolgt vorzugsweise in alle Richtungen, außer $[110]$, weil

- dort ein Maximum an Adsorptionsenergie frei wird,
- die Ladungsverteilung im Gitter des wachsenden Kristalls die Adsorption an den genannten Stellen begünstigt,
- sterische Verhältnisse eine bevorzugte Adsorption an den genannten Adsorptionspositionen bedingen.

Im REM erkennt man, daß die Fasern gekrümmt und gebogen sind. Dies hängt damit zusammen, daß die Tetraederschichten, in denen Silizium durch Aluminium substituiert wird, nicht genau auf die Oktaederschichten passen, wie dies z.B. in einem Muskovitkristall der Fall ist. Generell vergrößert sich die Ausdehnung der Tetraeder-

schicht durch den isomorphen Ersatz von Si durch Al (RADOSLOVICH, 1963). Illit hat weniger Al für Si substituiert als Muskovit, so daß seine Tetraederschichten kürzere b-Parameter haben als Muskovit.

Im Anschluß an die Faserillite haben sich wabenförmige Illite gebildet, die die Restporen weitgehend verschließen (Tf. 10, Bild 4). Die Porosität der Sandsteine ist in diesem Stadium stark reduziert. Nur zwischen den einzelnen Tonmineralwaben sind noch winzige Hohlräume vorhanden.

Wie schon auf Seite 141 angedeutet, besteht ein Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von primär glasigen vulkanischen RF in den klastischen Ablagerungen, und den neugebildeten Illiten in den Sedimentgesteinen. JASMUND et al. (1969) beschreiben faserförmige Illite aus den Sedimenten des Apennin, die aus Montmorillonit bei erhöhten Magnesiumgehalten gebildet wurden. Das Stoffangebot der Porenlösung, wie man es für eine Illitauthigenese benötigt, läßt sich aus dem vulkanischen Glas, dem Smektit und den vulkanischen Gesteinsbruchstücken ableiten. Gleichzeitig scheinen die Porenlösungen im Oberrotliegenden sogar salinar gewesen zu sein, da in den Sandsteinen auch spätdiagenetisch gebildete, halitische Porenzemente vermutet werden (GISKOW, 1984). Es besteht möglicherweise ein Zusammenhang zwischen der Bildung der wabenförmigen Illite und Porenlösungen mit hohen Salz-Konzentrationen (HURST & IRWIN, 1982).

5.2.3.3.1 K₂O - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O - SYSTEM

Wie aus Dünnschliffen und Beobachtungen mit dem REM hervorgeht, kommen in den Sandsteinen des Oberrotliegenden verschiedene Illit- und Quarzgenerationen nebeneinander vor, die sich spätdiagenetisch in folgender Reihenfolge gebildet haben (die frühdiaagenetischen tangentialen Illite und die Nadelquarze bleiben unberücksichtigt):

- a) Faserillit
- b) syntaxiale Quarzanwachssäume
- c) wabenförmiger Illit
- d) authigene Quarze.

Diese Neubildungen können hinsichtlich der zu ihrer Stabilität erforderlichen Konzentrationen durch das Stoffsystem $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ beschrieben werden (Abb. 40). Die einzelnen Diagenesephasen werden von den Aktivitäten der in den Porenwässern gelösten Stoffen bestimmt. Um die Vorgänge im Porenraum zu vereinfachen, wird zunächst von der Annahme ausgegangen, daß nur das vulkanische Glas gelöst wurde. Alle anderen Ionenquellen bleiben unberücksichtigt, was eine starke Vereinfachung der Vorgänge im Porenraum bedeutet.

Das vulkanische Glas gibt K_2O , Al_2O_3 und SiO_2 bei der Auflösung an das Porenwasser ab. In diesem Beispiel soll das Glas vollständig zu phyllosilikatischem und silikatischem Zement umgewandelt werden. Da mir keine geochemischen Analysen von Rotliegendgläsern aus dem südwestdeutschen Rotliegenden bekannt sind, greife ich bei der Beschreibung der quantitativen Zusammenhänge auf die geochemischen Analysen der Rotliegendporphyre der Baden-Badener Senke zurück. Nach LIPMAN (1965) unterscheidet sich ein glasiger von einem kristallinen rhyolitischen Vulkanit in der Weise, daß seine SiO_2 - und Na_2O -Gehalte niedriger sind, während seine H_2O -, Al_2O_3 -, CaO - und K_2O -Gehalte leicht erhöht sind, eine Folge der Hydratation und Auslaugung des Glases. Diese Unterschiede können jedoch bei dieser Betrachtung unberücksichtigt bleiben, da die chemischen Verhältnisse bei der Bildung von Illit- und Quarzzement nur größenordnungsmäßig wiedergegeben werden sollen und auch weil die Zusammensetzung der Vulkanite in weiten Grenzen schwankt.

Analyse des weißen Ignimbrits vom Steinbruch Peter,
SW-Baden-Badener Senke (KAUTZ, 1965, anal. Kautz) (Gew.%):

SiO_2	70,00
TiO_2	0,40
Al_2O_3	14,85
Fe_2O_3	1,00
MgO	0,99
CaO	1,55
Na_2O	2,66
K_2O	5,11
H_2O^+	2,70
H_2O^-	1,42
	<hr/>
	100,68

Die durchschnittlichen SiO₂-, Al₂O₃- und K₂O-Gehalte der an den Vorgängen beteiligten Substanzen betragen:

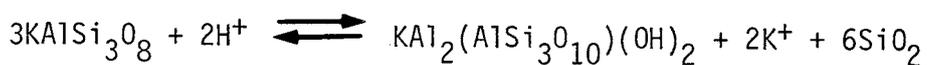
	<u>Ignimbrit:</u>	<u>Faserillit:</u> (s.S.78)	<u>Kalifeldspat:</u>
SiO ₂	70,00 Gew.%	49,3 Gew.%	64,00 Gew.%
Al ₂ O ₃	14,85 Gew.%	27,6 Gew.%	18,30 Gew.%
K ₂ O	5,11 Gew.%	5,13 Gew.%	16,80 Gew.%

Ausgehend von einer beliebigen Zusammensetzung der Porenlösung im Muskovitstabilitätsfeld (Abb. 40) wächst radialer Illit auf den tangentialen Säumen der Gerüstminerale auf, die dazu notwendigen Ionen stammen aus dem Glas, das sich langsam zersetzt. Um Illit mit durchschnittlich 27,6 Gew.% Al₂O₃ bilden zu können, muß die doppelte Menge Glas in Lösung gehen. Das K₂O und Al₂O₃ wird bei der Illitsynthese weniger, während sich die Kieselsäure, die nur zu einem Drittel verbraucht wird, stark anreichert. Da die Illitauthigenese bei Quarzsättigung stattfindet, fällt SiO₂ nach Abschluß des Faserillits aus der übersättigten Porenlösung aus und bildet syntaxialen Quarzzement. Der pH-Wert ist bei diesem Vorgang möglicherweise vom alkalischen (pH = 8) in den schwach alkalischen Bereich (pH = 7-7,5) gefallen, da sich das K⁺/H⁺-Verhältnis durch den Entzug von K₂O verringert. Er geriet jedoch nie in den sauren Bereich, da sich sonst Kaolinit gebildet hätte. Der Grund dafür liegt darin, daß die Reaktionen durch Wechselwirkungen mit Silikaten gepuffert werden (s.S. 147). Die pH-Senkung könnte aber ein Grund für das Ende des Faserillitwachstums sein. Ein weiterer Grund dafür könnte sein, daß die Zersetzung des vulkanischen Glases unter spätdiagenetischen Bedingungen zum Abschluß gekommen ist, denn heute findet man kein Glas mehr in den Vulkaniten und Sandsteinen. Da sich kein Feldspatzement gebildet hat, sollte die SiO₂-Konzentration den Wert von etwa 10⁻⁴ nicht überschritten haben. Nach der Quarzabscheidung steigt der pH-Wert wieder leicht an (pH = 8), wobei Feldspat in Lösung geht, denn Feldspat löst sich auch im schwach alkalischen Bereich (v. ENGELHARDT, 1977) und unter dem Einfluß von Basen wie

K₂CO₃ (s. S.152). Der Porenlösung werden erneut K₂O, Al₂O₃ und SiO₂ zugeführt, diesmal jedoch in anderen Proportionen. Die K₂O-Konzentration der Porenlösung ist jetzt höher als bei der Auflösung von vulkanischem Glas, weil Feldspat inkongruent in Lösung geht, wobei zuerst das K₂O herausgelöst wird, während der SiO₂-Gehalt geringer ist als bei der Zersetzung von vulkanischem Glas. Es bildet sich der wabenförmige Illit und schließlich die glimmerartigen Illitplatten. Nach KOTEL'NIKOV (1965) besteht ein Zusammenhang zwischen der Form von dioktaedrischen 3-Schichtsilikaten und ihrem K₂O-Gehalt, so daß ich annehme, daß die wabenförmige Illitgeneration durch höhere K₂O-Gehalte charakterisiert ist. Der K₂O-Überschuß wird außerdem zur Regeneration der Sericite benutzt. Nach Abschluß der Vorgänge scheidet sich authigener Quarz ab, der sich vor dem Anhydrit- und Karbonatzement gebildet haben muß, da letzterer authigene Quarze einschließt (Tf. 11, Bild 4). Die authigene Form der Quarze ist möglicherweise ein Indikator für hochsalinare Porenwässer, die bei maximaler Versenkungstiefe zu erwarten sind. Nach der diagenetischen Feldspatauflösung hat sich kein Feldspatzement mehr bilden können, weil die Porenlösung bei der Illitauthigenese ständig an K₂O, Al₂O₃ und SiO₂ abgereichert wurde.

Wie auf Seite 146 erwähnt, wird der Porenlösung bei der Bildung von Illit ständig K₂O entzogen, wodurch das K⁺/H⁺-Verhältnis sinkt, es kommt jedoch nie in den Bereich wesentlich unterhalb von K⁺/H⁺ = 10^{4,5}, in dem Kaolinit stabil ist, weil die Reaktionen durch Feldspat gepuffert werden.

Bei der Umwandlung von Kalifeldspat zu Illit werden der Porenlösung H⁺-Ionen entzogen:



Unter Annahme dieser stark vereinfachten Bedingungen blieben die physikochemischen Voraussetzungen in der Porenlösung mit zunehmender Absenkung und Temperaturerhöhung annähernd konstant, so daß sich Illit- und Quarzzement mehrfach bilden könnten. In der Realität sind die geochemischen Vorgänge in der Porenlösung jedoch viel komplizierter, da sie ein Vielstoffsystem darstellt, das durch eine große Zahl von gleichzeitig ablaufenden, sich gegenseitig beeinflussenden Reaktionen gekennzeichnet ist.

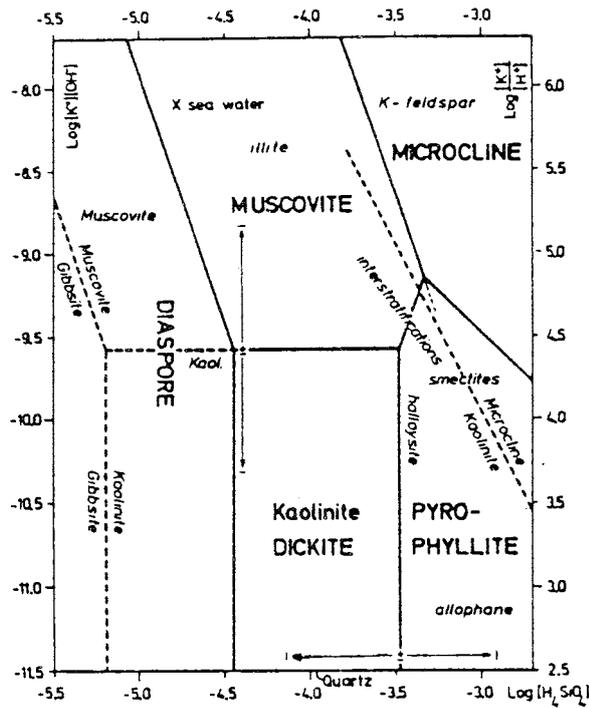


Abb. 40: Das System $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ bei $25\text{ }^\circ\text{C}$ mit Al_2O_3 als unbeweglicher Komponente (aus LIPPMANN, 1982).

5.2.3.4 CHLORIT IN VULKANOKLASTISCHEN SEDIMENTEN

In der Bohrung Urach 3 kommt authigener Chlorit im mittleren Teil des Profils, der bituminösen, kieseligen Serie (1266-1288 m) vor. Diese Gesteine sind zum Teil vulkanoklastischen Ursprungs. Sie enthalten Pyritframboide und Bitumen, so daß hier im Gegensatz zum klastischen Rotliegenden ein negatives Redoxpotential geherrscht haben muß.

Chlorit bildet sich bei Mg^{2+} - und Fe^{2+} -reichen Lösungen aus dioktaedrischen Ausgangsmineralen, z.B. aus Montmorillonit, wobei als Übergang unregelmäßige Wechsellagerungsminerale auftreten können (BLANK & SEIFERT, 1976). Er kann sich auch direkt aus der Porenlösung bei entsprechender stofflicher Zusammensetzung, bei erhöhten pH-Werten und niedrigem Redoxpotential abscheiden. Bei der Chloritbildung aus Smektit muß vor allem Magnesium in die Oktaederschichten eingebaut werden. Hohe pH-Werte begünstigen den Aluminium-Einbau

in die Tetraederschichten. Bei negativen Eh-Werten ist das zweiwertige Eisen stabil, das im Chlorit enthalten ist. Bei der Genese des Chlorits aus Smektit kann Kieselsäure frei werden, die möglicherweise an der Verkieselung dieser Gesteine beteiligt gewesen war. Zur Bildung dieser bituminösen Gesteinsfolge siehe Kapitel 4.1.2.9.

5.2.3.5 DRUCKLÖSUNG

Bei Versenkungstiefen zwischen 1 000 und 1 500 m beginnt die Drucklösung infolge von gerichtetem Druck, Temperaturerhöhung und alkalischer Reaktion der Porenlösung ein merklicher Faktor der Diagenese zu werden (v. ENGELHARDT, 1977). Nach dem Riecke-Prinzip löst sich Quarz an den Druckkontakten und scheidet sich im Druckschatten wieder aus. Die Körner, die von Tonmineralhäutchen umgeben sind, erfahren verstärkte Drucklösung. Die freiwerdende Kieselsäure muß abgeführt werden, um das Konzentrationsgefälle bezüglich der Kieselsäure zwischen den Kornkontaktstellen und dem Porenraum aufrecht zu erhalten. Einige Gerüstminerale, besonders vulkanische RF und Feldspäte, besitzen Stylolithenbildung an den Kornkontakten als Folge der Drucklösung (Tf. 12, Bild 8). Die Kieselsäure, die zwischen den Körnern gelöst wird, kann über den wassergesättigten Porenraum abdiffundieren (DE BOER, 1977, S. 255).

Smektitische und illitische Tonmineral-"coatings" begünstigen die Abdiffusion der Kieselsäure (BREHLER, 1951); wenn der Ton fehlt, ist kaum ein Drucklösungseffekt zu beobachten. Die Diffusion von gelöster Kieselsäure durch Tonmineral-"coatings" erklärt man sich dadurch, daß im Illit Zwischengitterwasser locker gebunden ist, welches einen Diffusionsweg für gelöstes Material darstellt. Deshalb beobachtet man an Körnern mit Illit-"coatings" stärkere Drucklösung. In Rotliegendesandsteinen, deren Tongehalt 5 Vol.% übersteigt, fehlt die Drucklösung meist völlig. In diesem Fall wirken die Tonminerale der Matrix als Polster, die den Druck an den Kornkontakten vermindern (SIEVER, 1959). Außerdem verhindern die Ton-"rims" das Aufwach-

sen von Quarzanwachssäumen auf den Körnern (HEALD, 1956). Nach PITTMAN (1972, S. 109) bildet sich sekundärer Quarz nur dort, wo die Tonmineralüberzüge fehlen. Dort kann der sekundäre Quarz mit dem Kristallgitter des Nukleus in Berührung kommen. Dicke Tonhüllen verhindern somit sowohl die Drucklösung als auch die Bildung von sekundärem Quarz.

5.2.3.6 QUARZZEMENT

Die meisten authigenen Quarze in den Rotliegendesandsteinen sind in gleicher kristallographischer Ausrichtung wie der Kern gewachsen und bilden häufig idiomorphe Kristallflächen aus. Aus thermodynamischen Gründen wird immer ein vorhandener Kristall als Keim für das Wachstum verwendet. Derartige syntaxiale Quarzanwachssäume sind häufig durch einen Schmutz- oder Eisenoxidsaum vom zentralen Kern getrennt. Wenn die Anwachsäume von zwei benachbarten Körnern gleichzeitig aufeinander zuwachsen, können die Rhomboeder- und Prismenflächen verschwinden und Kompromißflächen entstehen, die an Drucklösungskontakte erinnern (PITTMAN, 1972).

Die Löslichkeit von Quarz in Wasser beträgt bei 25 °C 6 ppm, steigt linear mit steigender Temperatur (Abb. 41) und auch mit zunehmendem hydrostatischem Druck; bei 1 kb beträgt die Steigerung 35 % (BLATT, 1979). Amorphe Kieselsäure löst sich 10mal stärker als kristalliner Quarz (Abb. 42), ihre Löslichkeit beträgt bei pH-Werten kleiner 9 und 25 °C 120 ppm (HARDER & FLEHMIG, 1970). Sie liegt in Lösung in monomerer Form als H_4SiO_4 vor. Die Gleichgewichtslöslichkeit von Quarz dient als Puffer für den Kieselsäuregehalt des Porenwassers in Sandsteinen. Bei pH-Werten größer 9 steigt die Löslichkeit von amorpher Kieselsäure exponential an (Abb. 43). Bei Übersättigung der Porenlösung fällt Quarz aus. Häufig beobachtet man eingekieselte Sandsteine, die keine Drucklösung zeigen oder Sandsteine mit mäßiger Drucklösung, die keinen Quarzzement besitzen. Übersättigte Kieselsäurelösungen können sich lange halten, sind sehr beständig und vermögen über größere Strecken zu wandern

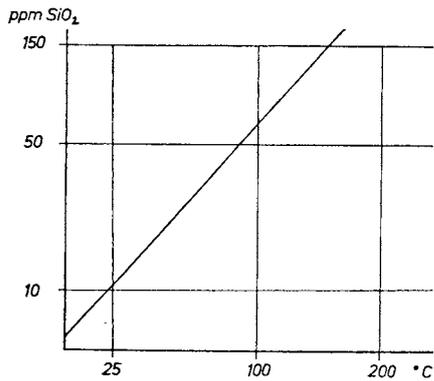


Abb. 41:

Löslichkeit von Quarz in Wasser in Abhängigkeit von der Temperatur (nach Messungen verschiedener Autoren, SIEVER, 1962).

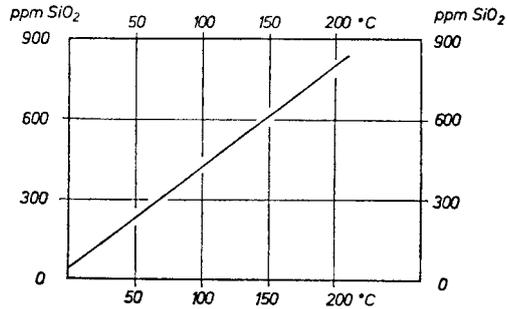


Abb. 42:

Löslichkeit von amorphem SiO₂ in Wasser in Abhängigkeit von der Temperatur (KRAUSKOPF, 1959).

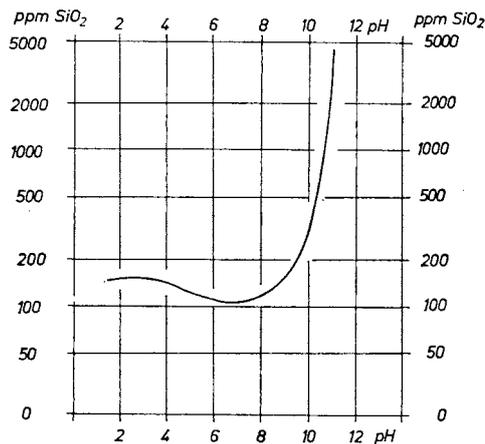


Abb. 43:

Löslichkeit von amorphem SiO₂ in wässrigen Lösungen in Abhängigkeit vom pH (KRAUSKOPF, 1959).

(v. ENGELHARDT, 1977). Sie scheiden sich erst dort ab, wo die Keimbildungsarbeit durch Aufwachsung an geeigneten Oberflächen herabgesetzt wird. Tonüberzüge erschweren oder verhindern orientierte Aufwachsungen (s. S. 150), während Sandsteine mit Eisenoxid-"coatings" häufig syntaxiale Quarzaufwachsungen besitzen, weil Metallhydroxide die Abscheidung von Quarz erleichtern (HARDER, 1965). Da die Eisenoxid-"coatings" nicht ganz dicht sondern porös sind, kann sich syntaxialer Quarz darauf anlagern (ZIMMERLE, 1976). In den Rotliegend-sandsteinen übersteigt die Menge des Quarzzementes die Menge an SiO₂

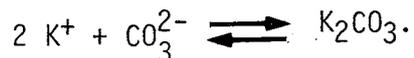
die durch die Drucklösung mobilisiert wurde, so daß Kieselsäure auch aus anderen Quellen geliefert worden sein muß. Kieselsäure wird frei:

- bei der Devitrifizierung von vulkanischem Glas, welches amorph und bei hohen pH-Werten stärker löslich ist (Abb. 42 und 43);
- bei Transformationen von Smektit zu Illit oder Chlorit über "mixed layer"; bei der Umwandlung von Kalifeldspat in Kaolinit und bei der Vakuolisierung der Feldspäte;
- durch Drucklösung von Quarz;
- durch Quarzlösung bei Kontakt zu glimmerreicher Matrix;
- bei Verdrängung von Quarz durch Karbonat.

Zusätzlich haben möglicherweise externe Quellen, wie hydrothermale Wässer, Kieselsäure in die Sandsteine eingebracht.

Aus den Dünnschliffen ergab sich, daß die Quarzlösung am Kontakt zu glimmerreicher Matrix eine der wichtigsten diagenetischen Gefügeänderungen in den Sandsteinen des Oberkarbons und Unterrotliegenden ist. Ungewöhnlich dicke Illit-"coatings" (ca. 15-20 µm) und Sericite der Matrix vermögen die Quarze von der Oberfläche her zu verdrängen, so daß sie konkave Buchten bekommen. Die Kieselsäure verbleibt oft nicht in diesen Sandsteinen, die selten silikatisch zementiert sind. Sie steigt mit dem Kompaktionsstrom in höhere Schichten und fällt dort infolge Abkühlung und dadurch bedingte Übersättigung der Porenlösung aus.

Nach HEALD (1956) wird die Quarzlösung an Quarz-Ton-Quarz-Kontakten durch katalytische Reaktionen begünstigt, während THOMSON (1959) die Entstehung eines alkalischen Mikroenvironments durch Kaliumfreisetzung annimmt, wodurch die Quarzlösung beschleunigt wird. Aus dem Kalium und Bikarbonationen der Porenlösung bildet sich K_2CO_3 , eine starke Base, nach folgender Gleichung:



Für diesen Vorgang ist kein ausgeprägter petrostatischer Druck nötig; das Schichtsilikat muß lediglich Kontakt mit dem Quarzkorn haben, wobei beide über einen Wasserfilm miteinander verbunden sein müssen. Nach SCHERP (1963) besteht ein Zusammenhang zwischen der Quarzlösung im alkalischen pH-Bereich und der diagenetischen Kri-

stallisation von Sericit, denn bikarbonatische Lösungen begünstigen die Illitisierung von Feldspat, ein Prozeß, der im Oberrotliegenden im Anschluß an die Quarzzementation in größerem Umfang erfolgt ist und zu einer weiteren, ganz späten, idiomorphen Quarzgeneration geführt hat. Bei der Verdrängung von silikatischen Gerüstmineralen durch Karbonat wird ebenfalls SiO_2 frei, die mit dem Kompaktionsstrom in hangende, permeable Horizonte eingeführt wird.

In Kapitel 4.1.2.4.1 wurden authigene, idiomorphe Nadelquarze beschrieben, die senkrecht zur Kornoberfläche aufgewachsen sind. Sie werden als frühdiagenetische Bildungen angesehen, da sie noch vor dem tangentialen Illit entstanden sind. Nach MILLOT (1960) tritt Quarzzement im semiariden Klima Nordafrikas an der Sedimentoberfläche auf. Die sich bildende Quarzmodifikation hängt vom Grad der Übersättigung der Lösung ab. Monokristalline Quarze entstehen bei geringer Keimzahl und kleiner Wachstumsgeschwindigkeit aus schwach übersättigten, ziemlich reinen Lösungen (MILLOT, 1970). MACKENZIE & GEES (1971) haben authigene Quarze aus wässrigen Verwitterungslösungen unter Normalbedingungen in drei Jahren synthetisiert. Die Kristalle sind langprismatisch und ähneln denen in den Oberrotliegendensandsteinen der Bohrung Dingelsdorf 1 und 2 sowie Sulz. Sie sind nur auf sauberen Quarzoberflächen gewachsen, die keine Illit- oder Eisenoxid-"rims" tragen. Idiomorphe authigene Quarze sind nach GRIMM (1962a,b) ein Faziesindikator für salinares Milieu. Bei Einfluß von hypersalinaren Lösungen kann SiO_2 auch aus untersättigten, molekularen Kieselsäurelösungen ausgefällt werden, wenn genügend Kristallkeime vorhanden sind. Die Nadelquarze treten bevorzugt im oberen Oberrotliegenden auf. Sie sind nicht auf allen Quarzen aufgewachsen, sondern kommen recht unterschiedlich verteilt im Porenraum vor.

Nach RÖPER (1980) fand in der Zeit des oberen Oberrotliegenden ein Klimawechsel, ausgehend von ariden, zu extrem ariden Bedingungen statt. Dadurch wurde die Kieselsäure, die durch chemische Verwitterung freigesetzt wurde, nicht mehr abgeführt, sondern durch Verdunstung des Wassers konzentriert und ausgefällt. Während in den hochporösen Sanden des Oberrotliegenden von Sulz und Dingelsdorf Nadelquarze gebildet wurden, schied sich in Allmersbach in strati-

graphisch gleichwertigen Horizonten "length-slow"-Chalcedon (Quarzin) ab, der ebenfalls ein Indikator für evaporitische Bedingungen zu dieser Zeit ist. Quarzin bildet sich unter alkalischen Verhältnissen, wie sie in Böden der ariden und semiariden Klimazonen auftreten (FOLK & PITTMAN, 1971).

5.2.3.7 SULFATZEMENT

In den Sandsteinen tritt Gips- und Anhydritzement auf. Die Löslichkeit von CaSO_4 ist gering und stark temperaturabhängig (Abb. 44). Sulfat scheidet sich bei Erwärmen einer CaSO_4 -gesättigten Lösung aus. Gips und Anhydrit sind bei einer experimentell gefundenen Temperatur von 58 °C im Gleichgewicht (theoretische Temperatur 42 °C) (Abb. 45) (v. ENGELHARDT, 1977).

Da der Anhydritzement die Gerüstminerale und den Quarzzement verdrängt, muß er aus alkalischen Porenwässern ausgefallen sein. Der Anhydrit ist ein spätes Diageneseprodukt. SO_4^{2-} -Ionen könnten umkristallisierte Sulfatkrusten oder frühdiagenetisch gebildete Gipszemente geliefert haben. Nach WALKER et al. (1978) kommt Gips in rezenten Wüstensedimenten auch in feinverteilter Form vor, der mit

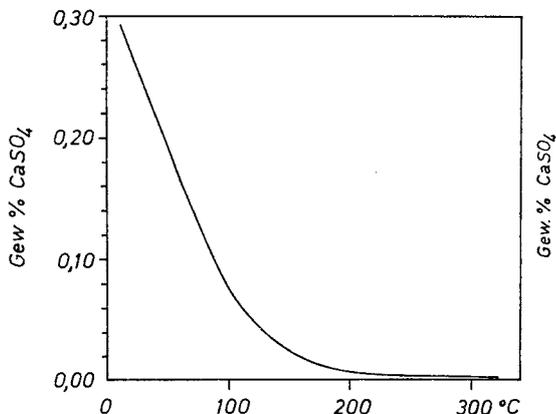


Abb. 44:

Löslichkeit von Anhydrit bei höherer Temperatur (DICKSON et al., 1963).

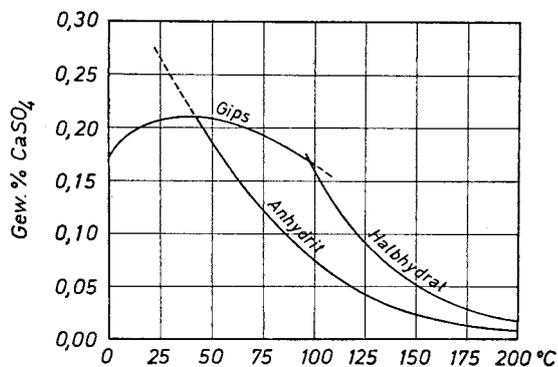


Abb. 45:

Löslichkeit von Gips, Anhydrit und Halbhydrat (POSNJAK, 1940).

zunehmender Versenkung durch Sammelkristallisation grobkörniger wird. Möglicherweise entstand der Anhydritzement erst im Tertiär, nachdem jungpaläozoische Schichten gegen evaporitführende mesozoische Sedimente verworfen waren, durch Ausfällung von sich erwärmenden, absteigenden sulfathaltigen Lösungen.

5.2.3.8 KARBONATZEMENT

Wie in Abschnitt 4.1.2.4.3 beschrieben, kommen Dolomitzemente nur im Oberrotliegenden der Bohrungen im Oos-Kraichgau-Trog und im Hangenden der Bohrungen Sulz und Urach 3 vor, während das Oberrotliegende von Dingelsdorf calcitisch zementiert ist.

Die Karbonatzemente verdrängen die Gerüstminerale und alle älteren Zemente. Karbonat fällt aus der Porenlösung aus, wenn durch Temperaturerhöhung und pH-Erhöhung der CO_2 -Partialdruck in der Lösung erniedrigt wird. So bewirkt z.B. eine Temperaturerhöhung, die durch Absinken eines Schichtkomplexes hervorgerufen wird, eine CO_2 -Entlösung und dadurch eine pH-Erhöhung, so daß die Löslichkeit für Calcit stark abnimmt, während jene für Quarz ansteigt. Calcitzement fällt aus und verdrängt Quarz. Dieselben Verdrängungsreaktionen kann man auch an Feldspat beobachten, wobei die Kalifeldspäte weniger resistent sind als die Plagioklase. Von den Gesteinsbruchstücken sind die vulkanischen am instabilsten gegenüber Verdrängungen durch Karbonat. Im Laufe der Diagenese werden die Gerüstminerale oft weitgehend weggelöst.

Das CaCO_3 kann aus verschiedenen Quellen stammen. In Wüstengebieten kann karbonathaltiger Staub durch äolischen Transport in das Sediment eingebracht werden; das Karbonat rekristallisiert spätdiagenetisch (LATTMAN, 1973). Auch umkristallisierte und aufgelöste Karbonatbruchstücke, -krusten und -knollen liefern Calcium- und Karbonationen an das Porenwasser. Ferner kann Calcium ebenfalls aus einer Vielzahl von Mineralen frei werden, z.B. Plagioklasen, vulkanischem Glas, Smektit und Sulfatzement, der seinerseits von Karbo-

nat verdrängt wird, während CO₂ bei der Inkohlung von organischer Substanz des Oberkarbons und Unterrotliegenden erzeugt wird. Es kann auch von Oberflächenwässern eingebracht worden sein, die nach tertiärer Heraushebung und Verwerfungen entlang von Störungen in größere Teufen vorgedrungen sind. Klarheit über den Ursprung des Karbonatzements können Isotopenmessungen des Kohlenstoffs und Sauerstoffs ergeben.

Ob sich Calcit oder Dolomit bildet, ist vom Ca/Mg-Verhältnis der Porenlösung abhängig. Dolomit bildet sich aus Calcit durch Magnesiumaufnahme gemäß folgender Gleichung:



Nach KASTNER (1982) entsteht Dolomit aus Calcit durch einen Lösungsausscheidungsmechanismus. Die Dolomitisierung von CaCO₃ wird nicht nur vom Ca/Mg-Verhältnis, sondern auch von der SO₄²⁻-Konzentration gesteuert, die seine Bildung verhindert, wenn sie einen bestimmten Wert überschreitet. Da der Anhydritzement im Rotliegenden vor dem Dolomitzement gebildet wurde, war zur Zeit seiner Abscheidung die Sulfatkonzentration der Porenlösung schon stark erniedrigt.

Im Oos-Kraichgau-Trog kann das für die Dolomitisierung erforderliche Magnesium mit der Ingression des Zechsteinmeeres, welches nach SCHNEIDER (1966) bis nördlich von Baden-Baden vorgedrungen sein soll, in Zusammenhang stehen; in Neibsheim 1 kommt in Sandsteinen des unteren Zechsteins chloritischer Porenzement vor, ein Hinweis auf hohes Magnesiumangebot. Das obere Oberrotliegende von Allmersbach B1 wird von KADING (1978) sogar mit Horizonten des unteren Zechsteins parallelisiert. In Allmersbach B1, Sulz und Urach 3 könnten auch magnesiumreiche Verwitterungslösungen, die an der Bildung des Karneoldolomithorizontes beteiligt waren, bis in größere Teufen vorgedrungen sein und zu einer Dolomitisierung geführt haben. Der Karneoldolomithorizont hat in Allmersbach B1 eine Mächtigkeit von 20 m (CARLÉ, 1970), in Urach ist er 30 m mächtig (DIETRICH, 1982), in Schramberg erreicht er bis zu 21 m Mächtigkeit (LEIBER & MÜNZING, 1979), über seine Mächtigkeit in der Bohrung Sulz existieren keine Angaben. In Dingelsdorf 1 und 2 kommt weder Zechstein noch Karneoldolomit vor. Das Rotliegende wird hier zwar von einer

geringmächtigen, verkieselten klastischen Abfolge überlagert, die jedoch calcitisch zementiert ist, so daß hier überhaupt kein Magnesium für eine Dolomitisierung des Rotliegenden vorhanden war.

5.2.3.9 ZEITLICHE ABFOLGE DER DIAGENESE

Die beobachteten diagenetischen Vorgänge dürften nach ihren gegenseitigen Gefügebeziehungen in folgender zeitlicher Reihenfolge abgelaufen sein (die Aussagen beziehen sich schwerpunktmäßig auf das Oberrotliegende):

Frühdiagenetische Zemente:

- a) Authigener, nadeliger Quarzzement oder Quarzin
- b) Eisenoxid-Ton-"coatings" oder Illit-"coatings"
- c) Gips- und Karbonatzement

Zemente der mittleren und tieferen Versenkungsdiagenese

- a) Faserillite
- b) Syntaxiale Quarzanwachssäume
- c) Wabenillite
- d) Authigene Quarzkristalle
- e) Sulfatzement
- f) Karbonatzement

Aus den bisherigen Beschreibungen der Diagenese geht hervor, daß die primäre Ablagerungsfazies im Unterrotliegenden überwiegend alkalisch, im Oberrotliegenden hypersalinar-alkalisch gewesen sein muß.

Alkalische Porenwässer bestimmten die diagenetischen Umwandlungsprozesse von Anfang an. Bei geringen Niederschlägen und hoher Verdunstung, Vegetationsarmut, Fehlen von reduzierenden Stoffen und tiefem Grundwasserspiegel im Oberrotliegenden besaß das Porenwasser positives Redoxpotential. Die diagenetischen Prozesse des

Oberrotliegenden werden in besonderem Maße durch den erheblichen Anteil an vulkanoklastischem Material beeinflusst. Aus der Auflösung der vulkanoklastischen, instabilen, glasigen Komponenten unter den hypersalinar-alkalischen Bedingungen, entstanden die für das Rotliegende charakteristischen Zementminerale. Die klimatischen und geochemischen Voraussetzungen waren geeignet für die Bildung von Montmorillonit aus vulkanischem Glas, der diagenetisch bei schwach alkalischen Bedingungen und elektrolytreichen Bodenlösungen gebildet werden kann. Durch die chemische Verwitterung von Silikaten und die Devitrifizierung von vulkanischem Glas entstanden kieselsäurereiche Lösungen, die in porösen Dünensanden durch oberflächennahe Evaporation zu einer frühdiagenetischen Quarzauthigenese, z.B. der Bildung von Nadelquarzen, geführt haben, während sich in feinkörnigen, fluviatilen Sandsteinen Quarz in abschied. In den Sandsteinen mit pedogenetischen Tonsäumen um die Körner und in den matrixreichen Sandsteinen wurde frühdiagenetisch unter den oxidierenden, alkalischen Bedingungen das Eisen der Eisensilikate bei interstitieller Feuchtigkeit, wie z.B. Tau oder Wasserdampf, gelöst (FOLK, 1976) und als Eisenhydroxid abgeschieden (Abb. 46). Bei erhöhten Magnesium- und Kieselsäuregehalten der Porenlösungen und schwach alkalischen pH-Werten (ca. 7,5), bildete sich in hoch porösen Sanden smektitische Ton-"coatings" um die Gerüstminerale, die im Laufe der Diagenese durch Kaliumaufnahme zu schlecht kristallinem, wasserhaltigem 1-Md-Illit wurden. Das Kalium stammt aus den Feldspäten, Biotiten und dem vulkanischen Glas, das auch das Magnesium und die Kieselsäure geliefert hat (Tab. 23).

In den Bereich der Frühdiagenese gehören auch Gips- und Calcit-zemente, die man aus Wüstengebieten kennt, die jedoch in den Rotliegendesandsteinen meist nur sehr schwer zu identifizieren sind. Frühe Karbonatzemente kommen rezente in Wadis sedimenten und äolischen Sandsteinen vor. Sie werden aus norddeutschen Rotliegendesablagerungen beschrieben (ALMON, 1981), treten aber auch in Südwestdeutschland, in den Sandsteinen auf, die unter Vorbehalt als äolisch eingestuft wurden (Probe S1 Sulz). Sandsteine mit frühdiagenetisch gebildetem Karbonatzement erkennt man an ihrer hohen Minuszementporosität und daran, daß sämtliche spätdiagenetisch gebildeten Mineralphasen fehlen. Er entsteht z.B. dadurch, daß die Sande wiederholt Kontakt zu

Tab. 23: Die wichtigsten diagenetischen Reaktionen, stark schematisiert.

		pH der Porenlösung
Frühdia-genese	<p> $\text{Biotit} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Alumosilikate} + \text{K}^+ + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}^{2+}$ $\text{Fe}^{3+} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Goethit, Eisenoxidhydrate}$ $\text{Eisenoxidhydrat} \rightarrow \text{Hämatit} + \text{H}_2\text{O}$ $\text{Vulkanisches Glas} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{K}^+ + \text{Al}^{3+} + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{SiO}_2$ $\text{Kalifeldspat} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Montmorillonit} + \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{SiO}_2$ $\text{Kalifeldspat} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Kaolinit} + \text{K}^+ + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ </p>	schwach alkalisch
Versenkungsdiagenese	<p> $\text{Montmorillonit} + \text{K}^+ \rightarrow \text{I/S-ML} + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ $\text{I/S-ML} + \text{K}^+ \rightarrow \text{Illit (Muskovit)} + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ $\text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{authigener Illit}$ $\text{Drucklösung am Quarz} \rightarrow \text{SiO}_2$ $\text{Kalifeldspat} + \text{Protonen} \rightarrow \text{Illit} + \text{K}^+ + \text{SiO}_2$ $\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Anhydrit}$ $\text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{Calcit}$ $\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Dolomit}$ </p>	sauer
		alkalisch

CaCO₃-beladenen Sickerwässern haben, welche verdunsten, bis schließlich das Löslichkeitsprodukt für Calcit überschritten wird und er sich als Zement abscheidet. Er kann fröhdiagenetisch bei hohem Magnesiumangebot der Porenlösung dolomitisiert worden sein und ist spätdiagenetisch rekristallisiert.

Mit zunehmender Kompaktion werden instabile und weiche Gesteinsfragmente in den Porenraum gedrückt (s. Kap. 4.1.2.5). Primär gläserige RF wandeln sich zu illitischen Komponenten um. Das Porenwasser wird an Alkalien, Erdalkalien und Kieselsäure angereichert. Es scheidet sich Faserillit, später Wabenillit ab, wodurch dem Porenwasser K₂O, Al₂O₃ und SiO₂ entzogen wird. Durch Drucklösung und die Umwandlung von Smektit zu Illit über "mixed layer"-Minerale und eine Reihe von weiteren, auf Seite 152 beschriebenen Prozessen, wird Kieselsäure frei, die als spätdiagenetischer Quarzzement abgeschieden wird. Der pH-Wert der Porenlösung ändert sich dabei nur geringfügig, er schwankt im alkalischen Bereich zwischen 7 und 8.

Der Sulfat- und Karbonatzement sind die letzten Zementgenerationen (Abb. 46). Die Komponenten, die das System CaCO₃ - CaSO₄ - H₂O bilden, stammen aus syngenetisch gebildeten Krustenbruchstücken, fröhdiagenetischen Zementen oder aus Wässern mesozoischer Schichten bzw. von der Oberfläche. Im Zuge der kretazischen Erosion und nach

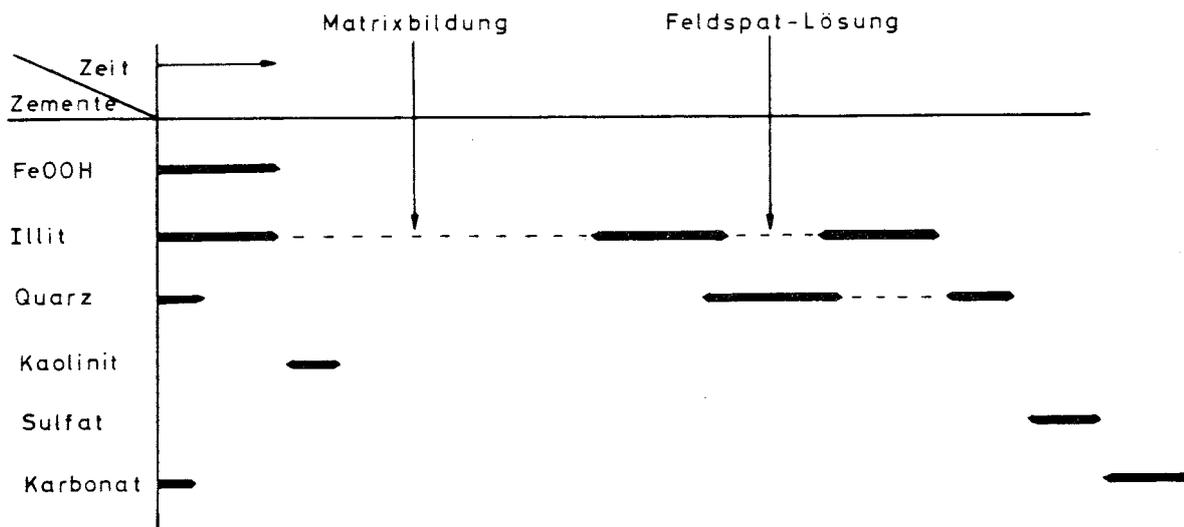


Abb. 46: Zeitliche Abfolge der diagenetischen Poren-Zementbildung in den Oberrotliegendensedimenten SW-Deutschlands.

der jungtertiären Verwerfungen und Heraushebung der Schichten können CaSO_4 -haltige Wässer aus dem Muschelkalk- und Keupersalinar und CO_2 -haltige Wässer von der Oberfläche eingedrungen sein, aus denen dann nach Temperaturerhöhung und Überschreitung der Löslichkeitsprodukte der einzelnen Phasen die entsprechenden Zementminerale ausgefallen sind.

5.2.4 MATRIX

5.2.4.1 KOMPAKTION UND MATRIX

Die Mächtigkeit einer Quarzsandlage verringert sich durch Verdichtung und Zerbrechen von Körnern bei der Kompaktion um 10-15 % (BLATT, 1979). Mit zunehmender Kompaktion nimmt die Porosität etwa linear ab, besonders bei hohem Anteil an weichen RF, denn sie deformieren sich leicht unter der Auflast. Die instabilen Gesteinsbruchstücke sind in den Rotliegendesandsteinen vulkanische Komponenten, wie z.B. glasige Tuffe und Quarzporphyre, metamorphe RF wie Glimmer- und Tonschiefer, sedimentäre RF wie Ton- und Siltsteine.

Die primär matrixreichen Sandsteine verhalten sich bei der Kompaktion ähnlich wie Tonsteine (PETTIJOHN et al., 1973). Ihre primäre Porosität kann um 20-30 % gesenkt werden, weil durch Auspressen des Wassers und Neuorientierung der Tonminerale eine Gefügeänderung eintritt. Sande, die nur aus Quarz und Feldspat bestehen, werden nicht so stark kompaktiert wie solche, die beträchtliche Mengen von Ton oder weichen Gesteinsbruchstücken enthalten.

Nach ZIMMERLE (1976) ist die Kompaktion bei 1000-1500 m abgeschlossen.

5.2.4.2 BEDEUTUNG DER MATRIX FÜR DIE DIAGENESE

Der Matrixgehalt hängt in entscheidendem Maße von der Ablagerungsfazies ab (Kap. 5.1.2); er beeinflusst den diagenetischen Ablauf nachhaltig und greift somit in die Porositätenentwicklung der Sandsteine ein. In Sandsteinen mit primär hohem Tongehalt, besonders den Sedimenten des "fan"-Apex, haben die diagenetischen Vorgänge keine durchgreifenden Veränderungen bewirkt. Hier sind außer Karbonatzement keine anderen Minerale neugebildet worden. Die Porosität und Permeabilität ist niedrig gewesen, so daß sich keine frühdiagenetischen Zemente gebildet haben. Während der Kompaktion wurden sie weiter eingeschränkt, so daß die Porenlösungen nicht in ausreichendem Maße zirkulieren konnten. In den poröseren Sandsteinen tritt im Gegensatz dazu die gesamte diagenetische Abfolge, die in Kapitel 5.2.3 beschrieben wurde, auf, weil die Durchlässigkeit für den nötigen Stofftransport groß genug war. In situ generierte Kieselsäure entsteht in matrixreichen Sandsteinen nicht, weil die für Drucklösung erforderlichen Drucke an den Kornkontaktstellen nicht erreicht werden. Ein Teil des Auflastdruckes wird über die Matrix abgeleitet.

Sandsteine mit einem hohen Gehalt an instabilem Detritus findet man in orogenen, tektonisch und vulkanisch aktiven Gebieten (WHETTEN & HAWKINS, 1970). Dort tritt wegen der Heraushebung der Gebirge und der Absenkung der Sedimentationsräume eine schnelle Akkumulation der Sedimente auf. Die weichen Komponenten beschleunigen die Kompaktion und liefern durch ihre Auflösung die stofflichen Voraussetzungen (Abb. 47) für vielfältige diagenetische Zementminerale.

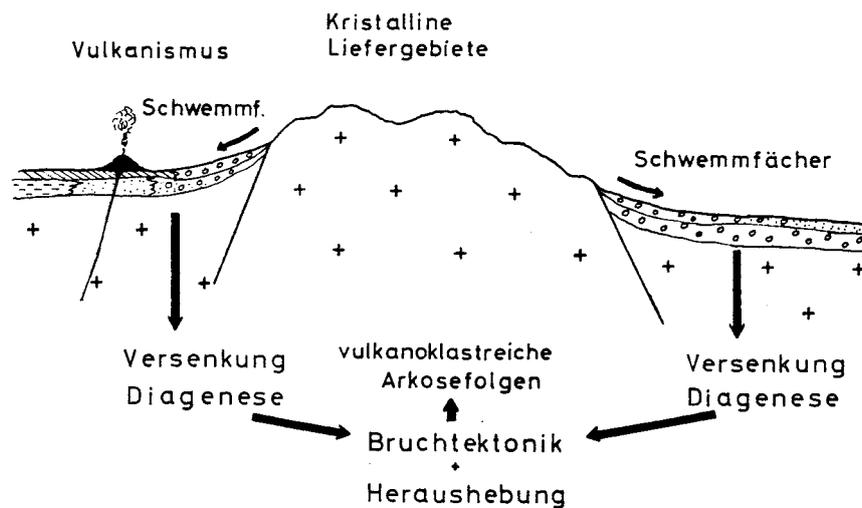
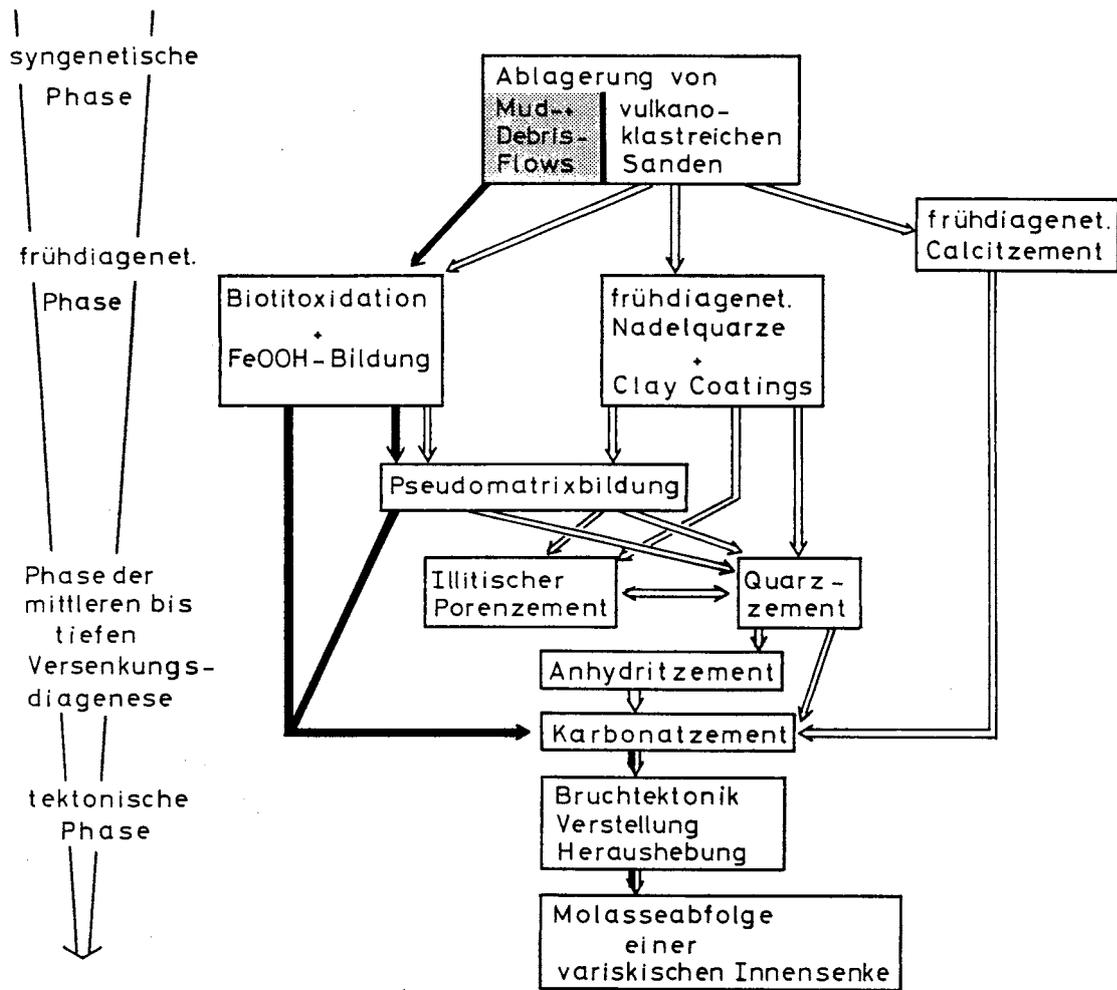


Abb.47: Schematischer Verlauf der Diagenese von molasseartigen Rotliegendesedimenten variskischer Innensenken

5.2.5 PALÄOTEMPERATURGRADIENT UND DIAGENESE

Die maximalen Versenkungstiefen des südwestdeutschen Rotliegenden wurden anhand der einzelnen Bohrprofile ermittelt, soweit die gesamte paläozoische Schichtenfolge aufgeschlossen war. Da das Mesozoikum, insbesondere der Jura, häufig abgetragen ist, wurden die Mächtigkeiten dieser Schichten aus der Literatur entnommen (GEYER & GWINNER, 1968; BOIGK, 1981).

Für das Jungpaläozoikum von Staufenberg errechnet man eine maximale Absenkung von 1700-2000 m (BACKFISCH, 1981; BILHARZ & HASEMANN, 1934), in Neibsheim 1 kommt man auf ca. 2000-2200 m (ILLIES, 1962); hier wurde die Basis des Rotliegenden nicht durchteuft. Das Rotliegende wurde im Bereich von Allmersbach B1 1800-2000 m (CARLÉ, 1970), von Sulz 1900-2000 m (DIETRICH, 1982; SCHMIDT, 1931), von Urach 3 ca. 2000 m (BUNTEBARTH et al., 1979) und von Dingelsdorf 2700-3000 m (LEMCKE, 1975) tief versenkt. Die geothermische Tiefenstufe während des Jungpaläozoikums wurde für die Baden-Badener Senke auf 50°C/km geschätzt (BROCKAMP & ZUTHER, 1983; HESS et al., 1983). BUNTEBARTH et al. (1979) errechneten einen Paläotemperaturgradienten für Urach 3 von 46 °C/km. Normalerweise liegt die geothermische Tiefenstufe bei 3 °C/100 m. Die Rotliegendetröge haben demnach erhöhte geothermische Gradienten und können als "Wärmedome" betrachtet werden.

Ar⁴⁰/Ar³⁹-Datierungen an Biotiten eines Karbontuffs aus der Baden-Badener Senke ergaben ein diskordantes Biotitalter von 300,3 ± 3,7 und 209,5 ± 12,6 Ma (HESS et al., 1983); das niedrigere Alter von 209,5 ± 12,6 Ma steht möglicherweise in Zusammenhang mit hydrothermalen Vorgängen im Mesozoikum, im Zuge derer die Uranlagerstätte Müllenbach im Oberkarbon von Baden-Baden als epigenetisch-hydrothermale Lagerstätte entstanden sein könnte (BROCKAMP & ZUTHER, 1983). Die Erzlösungen sollen auch Kalium zugeführt haben, das zur Illitisierung von Feldspäten der oberkarbonischen Arkosen führte. K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen an gebleichten Biotiten aus der Forschungsbohrung Urach 3 ergaben auch dort ein hydrothermales Ereignis von 200 Ma. Wie "fission-track"-Messungen an Apatiten aus Rot-

liegendesandsteinen von Urach 3 zeigten, erhöhte sich dort der geothermische Gradient in der Kreide auf 55-60°C (HAMMERSCHMIDT et al., 1984). Die erhöhten Paläotemperaturgradienten in den Schwarzwälder Rotliegendströgen erklären auch den hohen Inkohlungsgrad des organischen Materials im Jungpaläozoikum Südwestdeutschlands, das sich z.B. in Baden-Baden nach TEICHMÜLLER (briefl. Mitt. vom 2.1.81) im Stadium der Fettkohle an der Grenze zur Eßkohle befindet. Proben aus dem Oberkarbon und Unterrotliegenden von Urach 3, die reich an organischer Substanz sind, ergaben Reflexionswerte des Vitrinites von 1,42 % Rm bis 1,70 % Rm (BUNTEBARTH et al., 1979), während Proben aus dem Baden-Badener Oberkarbon Reflexionswerte von 1,77 % Rm bis 2,05 % Rm haben (BROCKAMP & ZUTHER, 1983). Diese Untersuchungen zeigen die enge Beziehung zwischen Inkohlungsstufen, Versenkung und Temperatur.

Die Ursachen für die erhöhten geothermischen Gradienten stehen in Zusammenhang mit der Intrusion der magmatischen Gesteine in variskischer Zeit, auf die dann vulkanische Eruptionen folgten. Hydrothermale Vorgänge und die Zerrungs- und Absenkungstektonik im Mesozoikum haben ebenfalls zu einer Temperaturerhöhung geführt (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1979). Der miozäne Vulkanismus des "Schwäbischen Vulkans" hat die Gesteinstemperaturen des Uracher Rotliegenden dann nur noch um 20° über ihren heutigen Wert erhitzt (HAMMERSCHMIDT et al., 1984).

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß die geothermische Geschichte des Rotliegenden nicht stetig verlief. Der erhöhte geothermische Gradient und die geothermische Geschichte hatten Einfluß auf die Gesteinstemperatur und den Ablauf der Diagenese der Sedimente, insbesondere auf die spät-diagenetische Faserillitbildung. Nach LUTZ et al. (1975) ist das Faserillitwachstum ein Prozess, der von der Temperatur und der Versenkungstiefe gesteuert wird. Im Oberrotliegenden der südlichen Nordsee bildete sich der Faserillit in der frühen Trias bzw. an der Wende Trias/Jura bei maximalen Versenkungstiefen von über 3000 m und Temperaturen über 100 °C noch vor der ersten Kohlenwasserstoffmigrationsphase (LUTZ et al., 1975; ROSSEL, 1982). Die engen Beziehungen zwischen Absenkungstiefe, Temperatur und Art der Tonmineralneubildung ergeben sich dort auch aus der Beobachtung, daß der Kaolinit in den weniger tief versenkten Sand-

steinen das dominierende Tonmineral ist, während der Illit in den tiefer versenkten Horizonten überwiegt. Obwohl in Südwestdeutschland die maximale Versenkung des Rotliegenden nur ca. 2000 m betrug (Ausnahme Dingelsdorf), sind die Gesteine wegen des erhöhten Paläotemperaturgradienten auf 100-120 °C erwärmt worden. Die Temperatur kann 150 °C jedoch nicht überschritten haben, da in den Bohrungen noch Kaolinit vorkommt, der sich bei Temperaturen von über 150 °C zu Glimmer umbildet (KELLER, 1970). Die maximale Versenkungstiefe war in Südwestdeutschland erst Ende Jura/Anfang Kreide erreicht. In der Kreide wurde das Deckgebirge abgetragen, im Eozän begann die Heraushebung des Schichtkomplexes (ILLIES, 1962), die im Jungtertiär ihren Höhepunkt erreicht.

Wenn man die gesamte diagenetische und geologische Geschichte des Rotliegenden betrachtet, so ergibt sich, daß nicht nur die Zusammensetzung der Sandsteine und die physiko-chemischen Bedingungen der Porenlösungen, sondern auch die Zusammenhänge zwischen geothermischer Geschichte und Versenkung einen Einfluß auf das Illitwachstum gehabt haben müssen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die spätdiagenetische Illitauthigenese ein mehrphasiger Prozeß war, der mehrfach unterbrochen wurde, so daß sich in den Zwischenzeiten Quarzzement abscheiden konnte. Sie verlief spätdiagenetisch bei erhöhten Temperaturen unter Mitwirkung von kalium- und kieselsäurereichen Lösungen. Eine genaue Altersangabe des Faserillits ist jedoch nicht möglich und kann nur durch eine Altersbestimmung an den Kristallen erbracht werden.

5.2.6 FAZIES UND DIAGENESE DES OBERROTLAGENDEN IN SÜDDEUTSCHLAND IM VERGLEICH ZU NORDDEUTSCHLAND

Für das norddeutsche Oberrotliegende gilt das GLENNIE'sche Faziesmodell (1972), nach welchem man zwischen "alluvial fans" an den Grundgebirgsrändern, denen Dünen zwischengeschaltet sind, einer sich zum Beckenzentrum hin anschließenden Ebene mit Wadi- und Dünen-

sanden und einer zentralen Inlandshabkha mit Tonen und Evaporiten, unterscheidet (P.A. ZIEGLER, 1978). Die Ausdehnung des norddeutschen Rotliegenden beträgt 1500 x 300 km.

Auch die klastischen Ablagerungen des süddeutschen Oberrotliegenden lassen sich in das Schema eines wüstenhaften Sedimentationsbereiches einordnen, wie in Kapitel 5.1.2 ausgeführt wurde. In Südwestdeutschland sind die Sedimentationsräume jedoch viel kleiner, stärker in sich gegliedert, die fazielle Entwicklung der Sedimente ist weniger eindeutig, die Faziesbereiche sind weniger klar voneinander abgrenzbar, lokale Faktoren prägen die Sedimente. Wegen der geringeren Ausdehnung der Ablagerungsräume und ihrer Nähe zum Grundgebirge, kamen bevorzugt Schwemmfächersedimente zum Absatz, die dann im Zentrum der Tröge in die Klastika der fluviatilen Ebene übergehen. Eine Inlandshabkha bildete sich nicht; es kam höchstens lokal zur Evaporation flacher Pfannen mit Gips- und Anhydritfällung. Mächtige Dünen sands kamen nirgendwo zum Absatz, so daß nur wenige hochpermeable Sandsteinlagen vorhanden waren.

In Norddeutschland unterlagern das untere Perm über 2 500 m mächtige, kohleführende oberkarbonische Serien, deren Inkohlung flüchtige Kohlenwasserstoffe geliefert hat. Diese konnten in den Dünen sands gespeichert werden, welche heute die produktiven Horizonte bilden. Die über 2 000 m mächtige, hangende Evaporitserie des Zechsteins wirkt wie ein Siegel, so daß die Kohlenwasserstoffe nicht entweichen können. Im Gegensatz zu Norddeutschland fand in Südwestdeutschland keine Kohlenwasserstoffgeneration in großem Umfang statt, weil das gasliefernde Oberkarbon nur dünne Kohleflöze enthält. Seine Verbreitung beschränkt sich auf die primär im variskischen Gebirge angelegten jungpaläozoischen Tröge, deren Ausdehnung weit geringer ist als jene der Rotliegendensenken, die sich erst zur Zeit des unteren Perms stark ausweiteten, so daß das Rotliegende nicht überall von Oberkarbon unterlagert wird. Selbst wenn es in Süddeutschland zu einer Gasentwicklung gekommen wäre, hätte dieses nicht akkumuliert werden können, weil keine ausgeprägten Speichergesteine vorhanden sind. Die wenigen hochporösen Horizonte halten nicht lange aus. Außerdem fehlt der Siegelhorizont des Zechsteinsalinars, das in Südwestdeutschland nicht mehr zur Ablagerung kam.

Die diagenetische Entwicklung des süddeutschen Oberrotliegenden verlief trotz der viel geringeren Versenkungstiefe von ca. 2 000 m gegenüber 3000-5000 m in Norddeutschland recht ähnlich (GLENNIE et al., 1978; HANCOCK, 1978). Hüllen- und Faserillite, Quarz-, Sulfat- und Karbonatzemente kommen in norddeutschen Rotliegendesandsteinen ebenso wie in süddeutschen vor. Ein Unterschied besteht darin, daß in Norddeutschland spätdiagenetisch Chlorite als Folge der großen Versenkungstiefen gebildet wurden; sie fehlen in Südwestdeutschland.

Die Ursachen für die ähnlichen diagenetischen Abfolgen liegen in der ähnlichen faziellen Ausbildung und Lithologie der Sedimente (hoher Anteil an vulkanoklastischen Komponenten), der gleichen Ablagerungsfazies und der ähnlichen Zusammensetzung des primären Porenwassers. Die Frühdiagenese wurde im Norden wie im Süden durch die erhöhte Evaporation im ariden Klima, das oxidierende Milieu und die Entglasungsvorgänge der mit dem klastischen Detritus abgelagerten sauren Vulkanite bestimmt.

Die Versenkungsdiagenese verlief in Süddeutschland wegen etwa gleichen Temperaturen ähnlich wie in Norddeutschland. Die Sedimente waren im Schwarzwald trotz ihrer geringeren Versenkung Temperaturen von über 100 °C ausgesetzt. Dies führte nicht nur zu einer Entwässerung und Umbildung des Smektit zu "mixed layer"-Mineralen in den Tuffen und Tuffiten, sondern auch zu einer mehrphasigen Illitauthigenese in den Sandsteinen, für die Ablagerungsfazies, Gefügemerkmale, Zusammensetzung der Porenlösung und Paläotemperatur von Bedeutung sind.

5.3 VERSUCH EINER QUANTITATIVEN STOFFBILANZ

5.3.1 GENESE DES FASERILLITS UND DES QUARZZEMENTS AUS VULKANISCHEM GLAS

Obwohl die vulkanoklastreichen Sandsteine des Rotliegenden offene Systeme sind, soll unter der Annahme bestimmter Voraussetzungen eine ungefähre quantitative Abschätzung der Diagenese versucht werden.

Für die folgenden quantitativen Überlegungen gilt das Beispiel:

a) Annahme:

Ein Sandstein von 10 m Breite, 1 m Mächtigkeit, 100 m Länge besitzt 10 % vulkanisches Glas, welches unter diagenetischen Bedingungen vollständig in Lösung geht und zur Mineralneubildung zur Verfügung steht. Da mir keine geochemischen Analysen von Gläsern aus dem südwestdeutschen Rotliegenden bekannt sind, greife ich auf die Zusammensetzung des Gallenbacher Porphyrs zurück, einem Quarzporphyr, der im Unterrotliegenden in der südwestlichen Baden-Badener Senke ausgeflossen ist. Dieses Vorgehen ist möglich, da die Zusammensetzung der glasigen Vulkanite ähnlich jener der entsprechenden kristallinen Vulkanite ist (s. S. 145).

Analyse des Gallenbacher Porphyrs
(BILHARZ, 1929, anal. SCHINZINGER)
(Gew.%)

Ausgehend von der Annahme,
daß das vulkanische Glas
annähernd gleich zusammengesetzt
war, enthält 1 g Glas:
(mg)

SiO ₂	76,99	769,9
TiO ₂	0,27	2,7
Al ₂ O ₃	11,84	118,4
Fe ₂ O ₃	0,80	8,0
FeO	0,14	1,4
MnO	0,32 ...	3,2 ...

MgO	0,15	1,5
CaO	0,18	1,8
Na ₂ O	0,51	5,1
K ₂ O	8,25	82,5
P ₂ O ₅	0,04	0,4
H ₂ O ⁺	0,57	5,7
H ₂ O ⁻	0,39	3,9
Summe	100,45	1004,5

Das Volumen des Sandsteins beträgt 10^9 cm^3 . Bei einer Porosität von 20 % hat die Schicht ein spezifisches Gewicht von ca. $2,12 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, berechnet nach der Formel:

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_g}{\rho_f}$$

$$\rho_g = \rho_f (1 - \varepsilon)$$

$$\rho_g = \rho_f (1 - 0,2) = 2,12$$

$\varepsilon = \text{Porosität} = 0,2$
 $\rho_f = \text{Dichte der festen Phase des Gesteins} = 2,65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$
 $\rho_g = \text{Dichte des Gesamtgesteins (g}\cdot\text{cm}^{-3})$

Aus dem Quotient von spezifischem Gewicht und Volumen der Sandsteinschicht ergibt sich ein Gesamtgewicht von $2,12 \cdot 10^9 \text{ g}$. Davon sind 10 % vulkanisches Glas = $2,12 \cdot 10^8 \text{ g}$.

$2,12 \cdot 10^8 \text{ g}$ Glas enthalten, bezogen auf Oxidbasis, folgende Mengen an Oxiden:

$$\text{SiO}_2 \quad (0,7699 \text{ g} \cdot 2,12 \cdot 10^8 \text{ g}) = 1,630 \cdot 10^8 \text{ g}$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 \quad (0,1184 \text{ g} \cdot 2,12 \cdot 10^8 \text{ g}) = 0,251 \cdot 10^8 \text{ g}$$

$$\text{K}_2\text{O} \quad (0,0825 \text{ g} \cdot 2,12 \cdot 10^8 \text{ g}) = 0,175 \cdot 10^8 \text{ g}$$

$$\text{CaO} \quad (0,0018 \text{ g} \cdot 2,12 \cdot 10^8 \text{ g}) = 0,382 \cdot 10^6 \text{ g}$$

$$\text{MgO} \quad (0,0015 \text{ g} \cdot 2,12 \cdot 10^8 \text{ g}) = 0,318 \cdot 10^6 \text{ g}$$

b) Annahme:

Der Sandstein enthält folgende Zemente, die den Porenraum porenfrei ausfüllen (die Angaben entsprechen den durchschnittlichen Zementgehalten in den Sandsteinen):

<u>Zemente in Vol. %</u>	<u>Dichten</u>
Illitzement 4,5	$\rho_{\text{Illit}}: 2,75 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$
Quarzzement 10,0	$\rho_{\text{SiO}_2}: 2,65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (TRÖGER, 1982)
Calcitzement 5,0	$\rho_{\text{CaCO}_3}: 2,71 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$
	$\rho_{\text{Sandstein}}: 2,65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$

<u>Zemente in Gew. %</u>	<u>entspr. pro g Gestein</u>
Illitzement 4,3	43 mg
Quarzzement 10,0	100 mg
Calcitzement 4,9	49 mg

Illitzement

Der Faserillit der Sandsteine besteht aus (S. 78):

<u>Gew. %</u>	<u>pro g Illit sind dies:</u>
SiO ₂ ca. 50	500 mg SiO ₂
Al ₂ O ₃ ca. 28	280 mg Al ₂ O ₃
K ₂ O ca. 5	50 mg K ₂ O
MgO ca. 4	40 mg MgO

In einem Sandstein mit 43 mg Illit pro g Gestein entspricht dies:

0,0215 g SiO₂
0,0120 g Al₂O₃
0,0022 g K₂O
0,0017 g MgO

Bezogen auf $2,12 \cdot 10^9$ g Sandstein sind für die Faserillitauthigenese erforderlich:

$0,46 \cdot 10^8$ g SiO₂
 $0,25 \cdot 10^8$ g Al₂O₃
 $0,46 \cdot 10^7$ g K₂O
 $0,36 \cdot 10^7$ g MgO

$1,63 \cdot 10^8$ g SiO ₂ (im Glas)	$0,25 \cdot 10^8$ g Al ₂ O ₃ (im Glas)
$-0,46 \cdot 10^8$ g SiO ₂ (im Illit)	$-0,25 \cdot 10^8$ g Al ₂ O ₃ (im Illit)
<hr/>	<hr/>
$+1,17 \cdot 10^8$ g SiO ₂	0,00
$1,75 \cdot 10^7$ g K ₂ O (im Glas)	$0,32 \cdot 10^6$ g MgO (im Glas)
$-0,46 \cdot 10^7$ g K ₂ O (im Illit)	$-3,60 \cdot 10^6$ g MgO (im Illit)
<hr/>	<hr/>
$+1,29 \cdot 10^7$ g K ₂ O	$-3,28 \cdot 10^6$ g MgO

Bei der Faserillitauthigenese ist bei diesem Beispiel das Al₂O₃ der begrenzende Faktor. Es wird vollständig verbraucht, während K₂O und SiO₂ im Überschuß vorhanden sind. Die Berechnungen für das Magnesium werden nicht für signifikant gehalten, da die Schwarzwälder Rhyolithe bis zu 10mal höhere MgO-Gehalte haben können als der Gallenbacher Porphyry. Außerdem kann Magnesium aus permischen Vulkaniten bei deren Zersetzung angereichert worden sein (s. S. 136).

Quarzzement

Bei einem spezifischen Gewicht des Sandsteins von $2,12 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ entspricht die Menge von 10 Gew.% Quarzzement im Sandstein $2,12 \cdot 10^8$ g SiO₂. Das vulkanische Glas hat $1,63 \cdot 10^8$ g SiO₂ zur Verfügung gestellt, von der $0,46 \cdot 10^8$ g bei der Illitauthigenese verbraucht wurden. Der Überschuß von $1,17 \cdot 10^8$ g SiO₂ kann als Quarzzement abgeschieden werden, entspricht aber nur ca. der Hälfte der Menge, die für die Quarzzementation gebraucht wird.

$$\begin{array}{r}
 2,12 \cdot 10^8 \text{ g SiO}_2 \text{ (im Quarzzement)} \\
 -1,17 \cdot 10^8 \text{ g SiO}_2 \text{ (im Überschuß)} \\
 \hline
 +0,95 \cdot 10^8 \text{ g SiO}_2
 \end{array}$$

Die fehlende Menge von $0,95 \cdot 10^8$ g SiO₂ muß aus anderen Quellen stammen, wie z.B. aus der I/S-ML-Umwandlung, der Drucklösung oder der Auflösung von Feldspat.

Calcitzement

4,9 Gew.% Calcitzement in einer Sandsteinschicht entsprechen bei einem spezifischen Gewicht der Schicht von $2,12 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ $1,03 \cdot 10^8 \text{ g CaCO}_3$. Die Menge von $0,382 \cdot 10^6 \text{ g CaO}$ aus dem Glas ist viel zu gering, um den Porenraum des Sandsteins mit 5 Vol.% Calcit zu zementieren. Das Calciumkarbonat stammt, wie in Kapitel 4.1.2.4.3 beschrieben, aus einer Vielzahl von anderen Quellen.

Das Beispiel gibt die quantitativen Vorgänge im Porenraum nur größenordnungsmäßig wieder, da es auf Annahmen beruht, die nicht auf das gesamte klastische Rotliegende zutreffen. Die primär vorhandene Menge an vulkanischem Glas in den Sandsteinen ist nicht bekannt und kann heute nicht mehr rekonstruiert werden, denn das Glas wurde nicht vollständig für die Zementbildung verbraucht. Heute findet man noch Reste der ehemals glasigen vulkanischen RF im Porenraum als Pseudomatrix, wenn auch vollständig umgewandelt. Die Mengenangaben der Zementminerale sind Durchschnittswerte und variieren von Schicht zu Schicht; die Größe und Ausdehnung der Schichten, ihre Porosität und Permeabilität schwanken in weiten Grenzen. Die Berechnung zeigt jedoch, daß das Glas ein wichtiger Faktor bei der Bildung des Faserillits gewesen sein dürfte und die Zusammensetzung der Porenlösung bestimmte. Für die Quarzzementation muß den Sandsteinen Kieselsäure zugeführt worden sein, da ihr Gehalt nicht ausschließlich vom Glas gedeckt werden kann. Das CaO des Glases hat bei der Diagenese kaum eine Rolle gespielt.

5.3.2 BILDUNG VON FASERILLIT AUS DER PORENLÖSUNG

Damit sich Tonminerale überhaupt bilden können, müssen K_2O , MgO , Al_2O_3 und SiO_2 in der Porenlösung vorhanden sein. Nach LIPPMANN (1979) entsteht Illit aus Porenlösungen mit SiO_2 - und Al_2O_3 -Sättigung und hohem K^+/H^+ -Verhältnis in Abhängigkeit von der Akti-

vität der Ionen und dem pH-Wert. Abb. 48 zeigt das Verhältnis zwischen pH-Wert und Löslichkeit von amorpher Kieselsäure (KRAUSKOPF, 1959) und Al_2O_3 (CORRENS, 1949) in destilliertem Wasser. Man kann die Daten als Leitwerte für die relativen Löslichkeiten von SiO_2 und Al_2O_3 in Grundwasser betrachten, obwohl die absolute Löslichkeit von SiO_2 durch Aluminium in der Lösung vermindert wird.

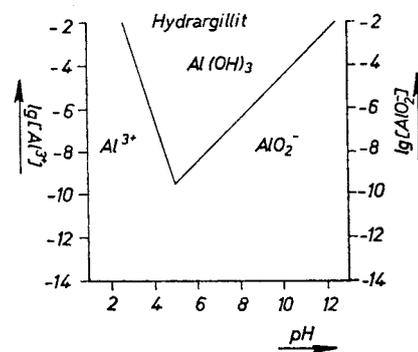
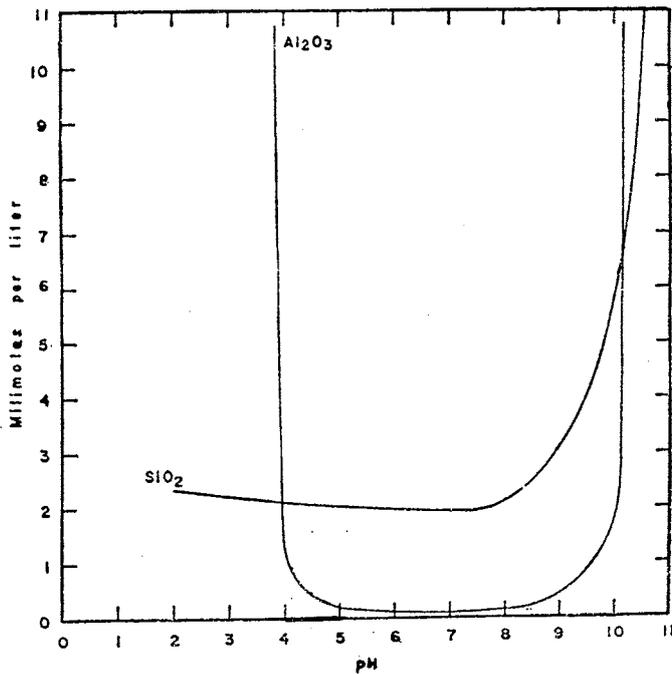


Abb. 49:

Löslichkeit von $\text{Al}(\text{OH})_3$ in wässrigen Lösungen (GARRELS & CHRIST, 1965).

Abb. 48: Werte für Al_2O_3 nach CORRENS (1949), Werte für SiO_2 nach KRAUSKOPF (1959); Löslichkeit von Al_2O_3 und amorpher Kieselsäure in Wasser aus KELLER (1961).

Bei pH größer 10 steigt die Löslichkeit für SiO_2 und Al_2O_3 stark an, zwischen $\text{pH} = 5$ und $\text{pH} = 9$ ist Al_2O_3 relativ unlöslich, die Löslichkeit von SiO_2 ist gering und verändert sich kaum in diesem Bereich. Die Löslichkeit von $\text{Al}(\text{OH})_3$ in Wasser wird stark vom pH-Wert kontrolliert; bei $\text{pH} = 5,1$ (Abb. 49) sind die Aktivitäten der Al^{3+} - und AlO_2^- -Ionen ungefähr gleich, bei $\text{pH} = 10,5$ verhalten sie sich wie $1:10^{22}$ (KELLER, 1961, S. 136). Bei hohen pH-Werten kann SiO_2 und Al_2O_3 aus Alumosilikaten herausgelöst werden; beide sind dann mobil, so daß ihr Transport über größere Entfernungen denkbar

ist. Das Aluminium, das in basischer Porenlösung als AlO_2^- vorliegt, fällt bei sinkenden pH-Werten als Hydroxid aus. Bei $pH = 7$ und $25\text{ }^\circ\text{C}$ ist eine Lösung mit $0,22 \cdot 10^{-2}$ ppm AlO_2^- gesättigt (Löslichkeitsprodukt nach GMELIN, 1933, $[H^+][AlO_2^-] = 3,7 \cdot 10^{-15}$). Das entspricht gegenüber der Sättigung von Quarz bei Normalbedingungen (6 ppm bei $25\text{ }^\circ\text{C}$) 3 %. Ausgehend von diesen geochemischen Überlegungen wird nun anhand eines Beispiels der Versuch einer Quantifizierung des Illitzements vorgenommen.

Um die Porosität einer Schicht von 100 m Länge, 10 m Breite und 1 m Mächtigkeit von 20 % auf 15 % durch Illitzement zu reduzieren, benötigt man folgende Mengen an Porenwasser:

Das Volumen der Sandsteinschicht ist $V = 10^3\text{ m}^3 = 10^9\text{ cm}^3$

$$\epsilon_1 = 0,20 \quad \epsilon_2 = 0,15 \quad \Delta\epsilon = 0,05$$

$$0,05 \cdot 10^9\text{ cm}^3 = 5 \cdot 10^7\text{ cm}^3\text{ Illit}$$

Bei einem spezifischen Gewicht von

$$2,75\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}\text{ für Illit (TRÖGER, 1982)}$$

ergibt sich $13,75 \cdot 10^7\text{ g Illit}$.

=====

Bei einer Verminderung der Porosität der Sandsteinschicht von 20 % auf 15 % müssen sich $13,75 \cdot 10^7\text{ g Illit}$ bilden. Der Illit scheidet sich aus übersättigten Lösungen ab (s. S. 142); für die Lösungen wird eine Quarzsättigung von 66 ppm angenommen; davon werden 60 ppm abgeschieden, 6 ppm bleiben in der Lösung, damit die Übersättigung erhalten bleibt.

$$60\text{ ppm} = 60 \cdot 10^{-6}\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$$

$$\frac{13,75 \cdot 10^7}{60 \cdot 10^{-6}} \left(\frac{\text{g}}{\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}} \right) = 0,22 \cdot 10^{13}\text{ cm}^3$$

=====

Man braucht $0,22 \cdot 10^{13}\text{ cm}^3$ Porenlösung, um die Illitmenge zu erzeugen, die die Porosität des Sandsteins von 20 % auf 15 % verringert. Diese Wassermenge benötigt man um genügend SiO_2 anzuliefern. Bei der angenommenen Fließgeschwindigkeit von $0,5\text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ (s. S. 177) könnte

sich Illit in einer Zeit von

$$t = \frac{0,22 \cdot 10^{13}}{10^6 \cdot 0,5} = 4,4 \cdot 10^6 \text{ a} = 4,4 \text{ Millionen Jahren,}$$

einer geologisch durchaus realistischen Zeit bilden.

Da im Illit Silicium und Aluminium im Verhältnis 1,5:1 vorkommen und Aluminium bei gleichen Bedingungen in sehr viel geringeren Konzentrationen als Silicium in der Lösung enthalten ist, ist das Aluminium der begrenzende Bestandteil. Die Konzentration von Aluminium entspricht bei Sättigungskonzentration von Quarz unter Normalbedingungen (6 ppm, 25 °C) nur dem 3000ten Teil (s. S. 175), so daß die Menge an Porenlösung sich auf ca. $6,9 \cdot 10^{15} \text{ cm}^3$ erhöhen muß, um genügend Aluminium zur Verfügung zu stellen. Für die Zeit, in der dann die Illitauthigenese erfolgt, ergibt sich bei einer Fließgeschwindigkeit der Porenlösung von 0,5 cm/a (s. S. 177):

$$Q = F \cdot t \cdot q$$

(Darcy'sches Gesetz)

$$t = \frac{Q}{F \cdot q}$$

$$Q = \text{Wasservolumen} = 6,9 \cdot 10^{15} \text{ cm}^3$$

$$q = \text{Fließgeschwindigkeit} = 0,5 \text{ cm/a}$$

$$F = \text{Fläche} = 10 \text{ m}^2 = 10^6 \text{ cm}^2$$

$$t = \frac{6,9 \cdot 10^{15}}{10^6 \cdot 0,5} = 13,8 \cdot 10^9 \text{ a} = 13,8 \text{ Milliarden Jahre.}$$

Eine Zeit von ca. 14 Milliarden Jahren für die Illitbildung ergibt keinen Sinn. Außerdem ist es unvorstellbar, daß unter den Bedingungen der tieferen Versenkungsdiagenese 10^{15} cm^3 Porenwasser den Porenraum des Sandsteins durchflossen haben. Deshalb kann man nicht annehmen, daß die Ausgangssubstanzen für die Illitbildung ionar oder molekular, sondern vorkonfiguriert, z.B. kolloidal, in der Porenlösung vorgelegen haben müssen. Für eine Tonmineralbildung aus Kolloiden würden geringere Lösungsmengen ausreichen; sie kann in kürzeren geologischen Zeiten erfolgen.

Die überschlägige Abschätzung zeigt, daß es sich im Rotliegenden um ein überwiegend isochemisches System gehandelt haben muß. Die Anlieferung der Stoffmengen durch Porenströmungen von außen er-

fordert unrealistisch große Porenwassermengen beziehungsweise zu lange Zeiträume. Damit wird auch wahrscheinlich, daß der Stofftransport nicht durch druckinduzierte Porenwasserströmungen sondern durch Diffusion erfolgte.

5.3.3 BILDUNG VON QUARZZEMENT AUS DER PORENLÖSUNG

Dieselbe Schicht wie in Kapitel 5.3.2 (100 m Länge, 10 m Breite, 1 m Mächtigkeit, $V = 10^9 \text{ cm}^3$) hat eine Porosität von 20 %, die auf die Hälfte durch Quarzzement reduziert werden soll. Der Sandstein hat $2 \cdot 10^8 \text{ cm}^3$ Porenraum ($\epsilon_1 = 0,2$; $0,2 \cdot 10^9 = 2 \cdot 10^8 \text{ cm}^3$); für die Zementation benötigt man $10^8 \text{ cm}^3 \text{ SiO}_2$ (fest), was $2,65 \cdot 10^8 \text{ g SiO}_2$ entspricht (spez. Gewicht von Quarz = $2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$). Wie beim Illitzement soll die SiO_2 -Konzentration der Porenlösung 66 ppm betragen, wovon 60 ppm abgeschieden werden und 6 ppm in der Lösung bleiben, damit Quarzsättigung gewährleistet ist.

$$\frac{2,65 \cdot 10^8}{60 \cdot 10^{-6}} = 0,44 \cdot 10^{13} \text{ cm}^3 \text{ Porenlösung}$$

Um den Porenraum um die Hälfte mit Quarzzement zu zementieren, benötigt man $0,44 \cdot 10^{13} \text{ cm}^3$ Porenlösung. Die Zeit, in der der Quarzzement abgeschieden werden kann, errechnet sich wie folgt:

$$t = \frac{Q}{F \cdot q} = \frac{0,44 \cdot 10^{13}}{10^6 \cdot 0,6} = 7 \cdot 10^6 \text{ a} = 7 \text{ Ma} \quad q = 0,6 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$$

Die Porosität des Sandsteins könnte in 7 Millionen Jahren von 20 % auf 10 % durch SiO_2 -Zement verringert werden.

Zur Abschätzung von q:

$$q = 0,6 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$$

$$q = \frac{K}{\eta} \cdot \Delta \frac{p}{l}$$

$$K = \text{Permeabilität} = 0,001 \text{ d}$$

$$\eta = \text{Viskosität} = 0,5 \text{ cP}$$

(Wasserviskosität extrapoliert nach GERTHSEN & KNESER, 1969)

$$q = \frac{0,001}{0,5} \cdot \frac{1}{10^5} = 2 \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-5} = 2 \cdot 10^{-8} \left(\frac{m}{s}\right)$$

$$q = 2 \cdot 10^{-8} \cdot 3,15 \cdot 10^7 = 0,6 \left(\frac{cm}{a}\right)$$

$$\frac{p}{1} = \frac{at}{cm} = \frac{1 \text{ at}}{1000 \text{ m}} = \frac{1 \text{ at}}{10^5 \text{ cm}}$$

5.3.4 ALLOCHEMISCHE ODER ISOCHEMISCHE DIAGENESE?

Die quantitativen Berechnungen der Kapitel 5.3.2 bis 5.3.3 ergaben eine Quarzzementation in geologischen Zeiten unter der Voraussetzung, daß bei den diagenetischen Prozessen unbegrenzte Wassermengen zur Verfügung stehen. Die Illitzementation findet dagegen wegen der geringen Löslichkeit von Al_2O_3 in geologisch unrealistischen Zeiträumen statt, selbst wenn genügend Wasser angeliefert werden würde. Unter den Bedingungen der tiefen Versenkungsdiagenese ist die Menge der Porenlösungen jedoch begrenzt. Obwohl über den Zeitpunkt, zu welchem die Kompaktion beendet ist, unterschiedliche Auffassungen bestehen, kann man davon ausgehen, daß bei 1500-2000 m Versenkungstiefe die Entwässerung der oberkarbonischen Tonschichten, die das Rotliegende unterlagern, abgeschlossen war, so daß von dort kein Porenwasserzustrom erwartet werden kann. Unter diesen Voraussetzungen gewinnt die Annahme einer isochemischen Diagenese im Rotliegenden immer mehr an Wahrscheinlichkeit.

Im folgenden soll diskutiert werden, ob eine allochemische Diagenese der Rotliegendesandsteine unter spätdiagenetischen Bedingungen möglich ist.

Die Umwandlung von Montmorillonit zu Illit über "mixed layer" ist nach DUNOYER DE SEGONZAC (1970) erst bei 3000-4000 m abgeschlossen. Nach PERRY & HOWER (1972) ist die Wasserabgabe zu Beginn und am Ende der Smektitumwandlung besonders stark. Das erste Maximum tritt bei einer Temperatur von 85-90 °C auf, das zweite Maximum bei einer Temperatur von 120 °C. Dieses Wasser kann den Porenwasser-

strom ständig ergänzen.

Das Wasser, das bei der Umwandlung von Montmorillonit zu Illit frei wird, entspricht nach POWERS (1967) ungefähr der Hälfte des Volumens des ursprünglich vorhandenen Montmorillonits; bezogen auf die berechnete Wassermenge von $0,44 \cdot 10^{13} \text{ cm}^3$ des Beispiels auf Seite 177 wären dies 10^{13} cm^3 Montmorillonit, eine unvorstellbar große Menge.

Würden die Wassermengen von außen, z.B. über den Zufluß von meteorischem Wasser zuströmen, wie dies BJØRLYKKE (1979) und BLATT (1979) annehmen, dann wäre eine allochemische Diagenese vorstellbar. Sie ist jedoch nur unter den Voraussetzungen eines konstanten Druckgradienten, konstanter SiO_2 -Konzentration und konstanter Durchflußmenge der Porenlösung möglich. Der Druckgradient wird verursacht durch die Kompaktion der Tonschichten, die das Rotliegende unterlagern oder den Sandsteinen zwischengeschaltet sind und die Kompaktion der vulkanoklastreichen Sandsteine. Bei 10 % vulkanischen RF wird ein Sandstein um 9 % kompaktiert. Das bedeutet, daß die Sandsteine mit hohem Anteil an vulkanischen Komponenten stärker verdichtet wurden, als solche, die frei sind von vulkanischen RF oder frühdiagenetisch zementiert wurden.

Die Rotliegendetröge werden von Verwerfungen begrenzt, die z.T. im Rotliegenden angelegt wurden und über die folgende meso- und känozoische Zeit aktiv waren und im Tertiär neu belebt wurden (z.B. Schramberger Hauptverwerfung), so daß der Zufluß von meteorischem Wasser in die Tröge nicht ausgeschlossen werden kann. Dem widersprechen die Ergebnisse von LAND & DUTTON (1978, S. 1171), die mit Hilfe von δO^{18} -Werten, die sie an authigenen Quarzzementen eines oberkarbonischen Sandsteins gemessen haben, nachgewiesen haben, daß spätdiagenetisch gebildeter Quarzzement bei maximaler Versenkungstiefe ohne Zufluß von Oberflächenwässern entsteht.

Die Berechnungen und Überlegungen zum Problem der isochemischen oder allochemischen Diagenese führen zu folgenden Ergebnissen:

- 1) Die hydraulischen Bedingungen (Druckgradient, Fließgeschwindigkeit, Permeabilität, Viskosität des Wassers) schließen eine allochemische Diagenese weitgehend aus, da im Stadium der Versenkungsdiagenese keine größeren Mengen von Porenlösungen mehr vorhanden sind, außer wenn das Schichtglied

Verbindung zur Oberfläche hat und mit meteorischem Wasser versorgt wird. Unter diesen Bedingungen ist jedoch ein konstanter Druckgradient erforderlich.

- a) Ein Druckgradient kann zwischen meteorischem Wasser an der Erdoberfläche und einer versenkten Schicht bestehen, wenn diese über Störungen verbunden sind, wie z.B. im Westteil des Schramberger Troges, wo die Schramberger Hauptverwerfung seit dem Perm aktiv ist und Schichten des Rotliegenden an der Erdoberfläche ausstreichen.
 - b) Der Druckgradient kann durch Kompaktion der Sandsteine hervorgerufen werden, wenn viele vulkanischen RF im Sediment enthalten oder tonige Partien eingeschaltet sind.
 - c) Der Druckgradient nimmt bei der Zementation infolge Volumenvergrößerung von restlicher Porenlösung plus auskristallisiertem Feststoff nur unbedeutend zu.
- 2) Von den geologischen Voraussetzungen her betrachtet, wie
- konstanter Porenwasserzufuhr,
 - konstantem Druckgradienten und
 - konstanter Permeabilität
- wird die allochemische Diagenese fraglich und muß weitgehend ausgeschlossen werden.

Demgegenüber steht die isochemische Diagenese. Der Stofftransport wird hier durch Konzentrationsgradienten bewirkt. Alle Komponenten für die Zementationen und Neubildungen stammen aus den Sedimenten selbst und werden durch Diffusion bewegt. Voraussetzung für Diffusionsprozesse sind Konzentrationsunterschiede zwischen den Porenlösungen und den festen Phasen. Eine allochemische Diagenese kann dennoch nicht ganz ausgeschlossen werden, da Karbonat- und Sulfationen von außen zugeführt worden sein könnten. Eine genaue Klärung dieser Frage wäre von Messungen an stabilen Isotopen dieser Zemente zu erwarten.

5.4 KENNZEICHEN DER DIAGENESE DER VULKANOKLASTREICHEN SANDSTEINE SÜDWESTDEUTSCHLANDS

Das klastische Oberrotliegende Südwestdeutschlands besteht überwiegend aus granitischem Verwitterungsschutt, der in Schwemmfächerfazies sedimentiert wurde. Die Ablagerungen besitzen einen hohen Anteil an vulkanoklastischen Komponenten, die aus den Rotliegendevulkaniten stammen. Die "alluvial fan"-Sedimente an den Grundgebirgsrändern und in der Nähe der vulkanischen Eruptionzentren sind besonders matrixreich und haben sehr geringe Porositäten und Permeabilitäten. Äolische und fluviatile Sandsteine des distalen "fans" und der fluviatilen Ebene führen vulkanische RF und Pseudomatrix. Sie besaßen primär hohe Porositäten; durch Tonmineralauthigenese wurden ihre Permeabilitäten spätdiagenetisch stark reduziert. Schwemmfächersedimente anderer Formationen, wie z.B. kretazische "alluvial fan"-Sedimente im Sirte Becken Libyens, sind ebenfalls hauptsächlich aus Detritus granitischen Grundgebirges zusammengesetzt, sind jedoch wenig oder nicht zementiert und bilden wichtige Ölspeichergesteine (TAYLOR, 1977). Die Ursache für diese ungewöhnliche Entwicklung der Speichergesteinseigenschaften des Rotliegenden liegt in der für das Unterperm charakteristischen Kombination von kontinentaler Fazies, aridem bis semiaridem Klima und sehr unreifen, an Vulkanoklastika reichen Sandsteinen.

Ein Großteil der vulkanischen Komponenten war bei seiner Ablagerung noch glasig und beeinflusste dadurch die Diagenese in entscheidendem Maße. Die Zusammensetzung des Glases und seine Menge im Sediment sowie die primären physiko-chemischen Bedingungen des Porenwassers bestimmten die Art der Umwandlungen und die Art der Zementationen. Für das Oberrotliegende sind saure, K_2O - und SiO_2 -reiche, rhyolitische Gläser und alkalische, oxidierende Porenlösungen, die infolge Evaporation bei aridem Klima erhöhte Elektrolytkonzentrationen besaßen, kennzeichnend. Das Porenwasser hat im Laufe der Diagenese keine Änderung in den sauren pH-Bereich erfahren, abgesehen von wenigen lokalen Bereichen.

Das vulkanische Glas ist unter Oberflächenbedingungen instabil. Durch die Hydratation des Glases kommt es zu einem Transfer von großen Mengen gelöster Substanzen innerhalb eines Sandsteins, was zur Bildung verschiedener Zemente führt. Der Stofftransport erfolgte überwiegend durch Diffusion.

Das Besondere am südwestdeutschen Rotliegenden ist der Illit, der in drei verschiedenen, morphologisch unterschiedlichen Varietäten auftritt und die Pseudomatrix, die anhand von Reliktstrukturen nachgewiesen wurde.

Das vulkanische Glas, die vulkanischen RF, die im Laufe der Kompaktion aufgelöst wurden und auch der hohe Feldspatgehalt der unreifen Sandsteine bestimmen die Zusammensetzung der Porenlösung, die über längere geologische Zeiträume im Stabilitätsfeld des Illits lag, so daß es zur Ausscheidung der Hüllen-, Faser- und Wabenillite kam.

Durch beständiges Lösen des vulkanischen Glases wurden die Konzentrationen der Porenlösungen an SiO_2 , Al_2O_3 und Alkalien erhöht, so daß sich bei Übersättigung ein smektitischer Ton-"coating" um die Gerüstminerale abgeschieden hat, der sich im Laufe der Diagenese zu 1-Md-Illit umbildete. Spätdiagenetisch entstand dann unter Auflösung und Umwandlung der instabilen vulkanischen RF zu Pseudomatrix der Faserillit, der die Permeabilität der Sandsteine beträchtlich erniedrigte und die Tortuosität erhöhte. Als Hauptgrund für sein faserförmiges Wachstum werden Wechselwirkungen mit Fremdionen der Porenlösungen angesehen (z.B. Magnesium), die eine Wachstumshemmung in alle kristallographischen Richtungen außer in Richtung $[110]$, der Winkelhalbierenden zwischen a und b bewirkten. Durch Kaliumzufuhr aus Feldspäten, die sich unter den spätdiagenetischen Bedingungen verstärkt auflösten, hat sich der wabenförmige Illit gebildet, der letztlich zu einer Art Muskovitsprossung in den Sandsteinen führen kann.

Die spätdiagenetische Illitauthigenese wird als temperaturgesteuerter Prozeß betrachtet. Der Faser- und Wabenillit wuchs unter Bedingungen der tieferen Versenkungsdiagenese und bei erhöhtem geothermischen Gradienten bei Temperaturen von über 100 °C.

Die Vorgänge der Frühdiagenese wurden möglicherweise ebenfalls thermisch durch die Hydratationsreaktionen des Glases mitgeprägt, welche stark exotherm verlaufen. Dadurch werden andere anorganische und organische Reaktionen beschleunigt, wie z.B. die Entwässerung von FeOOH .

Die Illit-"coatings" sind die Voraussetzung für das Faserillitwachstum, weil die Fasern aus den Illithüllen herauswachsen. Die Kombination von Schwemmfächerenvironment, aridem Klima, hochporösen Sanden, instabilen, glasigen Komponenten und alkalischen Porenlösungen bilden die Voraussetzungen für die Bildung der frühdiagenetischen Illit-"coatings" in den Oberrotliegendesandsteinen, ohne die es vielleicht kein Faserillitwachstum gegeben hätte. Ohne Faserillit wären auch keine Illitwaben entstanden. In den älteren Abteilungen des Jungpaläozoikums, dem Oberkarbon und dem Unterrotliegenden, kommen keine Illit-"coatings" und kein Faserillit vor; sie enthielten zwar auch glasige Komponenten, wenn auch in geringerer Zahl, wurden aber unter feuchteren Bedingungen in fluviatiler und limnischer Fazies abgelagert. Die Porenlösungen waren im Oberkarbon reduzierend - neutral bis sauer, im Unterrotliegenden reduzierend- und oxidierend-sauer bis schwach alkalisch.

Im Norddeutschen Rotliegenden hat sich in den meisten äolischen Sandsteinen kein Faserillit gebildet, weil das Illitwachstum nicht nur von der Zusammensetzung der Porenlösung, der Versenkungstiefe und der Temperatur beeinflusst wird, sondern auch von den regional-geologischen Verhältnissen. Nach ALMON (1981) ist der Grad der Diagenese des Rotliegenden der südlichen Nordsee auch von der Lage der Sandsteine innerhalb des Sedimentbeckens abhängig. Dort, wo das Rotliegende von mächtigen Zechsteinsalzen überlagert wird, ist die Diagenese umfassender verlaufen als dort, wo das Deckgebirge aus oberpermischen Klastika und Karbonaten besteht. Die Ablagerungen des Zechsteins hatten meiner Meinung nach jedoch keinen großen Einfluß auf die Illitauthigenese, da die diagenetische Entwicklung des süddeutschen Rotliegenden ähnlich jener in Norddeutschland verlaufen ist, obwohl die Ablagerungen des salinaren Zechsteins auf der Südwestdeutschen Großscholle fehlen.

6 ZUSAMMENFASSUNG

Mit der vorliegenden Arbeit wird das Rotliegende von Südwestdeutschland petrographisch und mineralogisch anhand von Proben aus folgenden Kernbohrungen bearbeitet:

Staufenberg T ₃ A	}	im Oos-Kraichgau-Trog
Allmersbach B1		
Neibsheim 1		
Sulz	}	im Schramberger Trog
Urach 3		
Dingelsdorf 1	}	im Bodensee-Trog
Dingelsdorf 2		

Die Proben wurden faziesanalytisch untersucht, um die Ablagerungsbedingungen der klastischen Sedimente abzuschätzen. Es sind grob- bis feinklastische Ablagerungen eines fluviatilen Sedimentationsbereichs, der sich in Tröge innerhalb des variskischen Gebirges gliedert. An den Trogrändern bildeten sich Schwemmfächer ("alluvial fans"), die zum Zentrum der Tröge in rinnengebundene fluviatile und äolische (?) Ablagerungen übergehen. Typische Absätze des "alluvial fan" sind Schlamm- und Schuttströme ("mud-" and "debris-flows").

Das Unterrotliegende ist durch Vorherrschen einer fluviatil-limnischen Mischfazies mit Rothorizonten und kohligen Sedimenten gekennzeichnet. In verlandenden Endseen bildeten sich Brandschiefer mit limnischen Ostracoden.

Das Oberrotliegende bildet eine Rotsedimentfolge mit Evaporiten und Krustenbildungen, in die saure Tuffe sowie tuffitische Sedimente eingeschaltet sind. Die Sandsteine sind reich an vulkanischen Gesteinsbruchstücken, primär glasigen (heute größtenteils aufgelösten) vulkanischen Komponenten und Hochtemperaturfeldspäten; sie sind mäßig bis schlecht sortiert, die Gerüstminerale unterschiedlich gerundet.

Die Liefergebiete waren das Schwarzwälder Kristallin, permische Vulkanite und untergeordnet auch Sedimentgesteine des älteren Paläozoikums.

Die petrographischen Analysen machen den über die Schwellen hinweggreifenden Transport des Rotliegendeschutts wahrscheinlich, so daß die Vorstellung von einem Sedimentationsgebiet, das in einzelne Schwellen und voneinander isolierte Senken gegliedert war, aufgegeben wird zugunsten des Modells eines großräumigen, über die gesamte Südwestdeutsche Großscholle ausgedehnten Ablagerungsraumes.

Den Schwerpunkt der Beobachtungen bildet die Diagenese der Oberrotliegendesandsteine. Sie enthalten authigene Tonminerale sowie Quarz-, Sulfat- und Karbonatzement. Die spezifischen Wechselwirkungen zwischen Porenlösungen und den mineralischen Gesteinsphasen, die sich bereits während der Sedimentation des Detritus eingestellt hatten, blieben mit Ausnahme weniger Horizonte über die gesamte postsedimentäre Geschichte konstant. Sie waren gekennzeichnet durch alkalische pH-Werte und deutlich positives Redoxpotential. Die diagenetischen Mineralneubildungen entstanden in folgender zeitlicher Reihenfolge:

- | | |
|----------------------|--|
| Frühdiaagenese | - lokal Gips- und Karbonatzement |
| | - authigene Nadelquarze oder "length-slow" Chalcedon (Quarzin) |
| | - tangentiale Illit-"coatings" oder Eisenoxid-Ton-Hüllen |
| Versenkungsdiagenese | - faserförmige Illite |
| | - syntaxialer Quarzzement |
| | - wabenförmige Illite |
| | - authigene Quarzkristalle |
| | - Anhydritzement |
| | - Karbonatzement. |

Durch Kompaktion hat sich aus instabilen, meistens vulkanischen Gerüstkörnern Pseudomatrix gebildet. Matrix und Zemente vermindern die Porositäten und Permeabilitäten der Sandsteine beträchtlich.

Die frühdiaagenetisch gebildeten authigenen Nadelquarze und der Quarzin werden als Indikatoren eines salinar beeinflussten Environments mit starker Evaporation und geringen Niederschlägen gedeutet. Aus Porenlösungen, die die Stoffe des zersetzten Glases enthielten, schieden sich tangentiale Illitsäume um die gesteinsbildenden Körner in fluviatilen

und äolischen Sandsteinen ab. Sie bildeten das Substrat für den Faserillit, der in der folgenden Versenkungsphase entstand.

Das Wachstum des Illits in fasriger Kristallform ist vermutlich die Folge der Adsorption von Fremdionen, die fast alle kristallographischen Positionen außer (110) blockierten.

Der Wechsel zwischen Illitabscheidung und Kieselsäurefällung unter spät-diagenetischen Bedingungen kann auf der Basis des 4-Stoffsystems $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ durch Schwankungen des K_2O/SiO_2 -Verhältnisses verstanden werden.

Quantitative Berechnungen des Stoffumsatzes führen wegen der unrealistisch hohen Mengen an Porenlösung, die sich aus der geringen Löslichkeit von Kieselsäure und Al_2O_3 für die Zementation notwendig ergeben, zu dem Modell einer überwiegend isochemischen Diagenese für die Rotliegendesandsteine, in welchem der Stofftransport wohl durch Diffusion erfolgte.

Das besondere Merkmal der Diagenese der vulkanoklastreichen Oberrotliegendesandsteine ist die Illitauthigenese, bei der Illit in drei morphologisch verschiedenen Varietäten gebildet wurde: einhüllende Blättchen, Fasern und Waben. Die Illitauthigenese war möglich durch ein K_2O/SiO_2 -Verhältnis, das dem der Zusammensetzung von Illit sehr nahe kam. Es wurde durch die Auflösung glasartiger vulkanogener Gesteinsbruchstücke und Ausscheidung von Illit während einer langen Zeit der postsedimentären Entwicklung des Sediments aufrecht erhalten. Für die Bildung von Alkalifeldspat reichte die SiO_2 -Konzentration nicht aus, offenbar wegen der geringen Drucklösung des Quarzanteils. Faserillit konnte sich nur dort bilden, wo freie Porenräume bis in das fortgeschrittene Stadium der Diagenese erhalten blieben.

7 DANK

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. D. Heling, danke ich für die Anregung zu der interessanten Arbeit und deren großzügige Unterstützung durch seine Erfahrung auf dem Gebiet der Sedimentologie. Seiner unermüdlichen Diskussionsbereitschaft und seinen wertvollen Anregungen gilt mein besonderer Dank.

Herrn Prof. Dr. G. Müller danke ich für die freundliche Bereitschaft, das Korreferat zu dieser Arbeit zu übernehmen.

Aufrichtig danke ich Herrn Präsident i.R. Prof. Dr. F. Kirchheimer für die Durchsicht des Manuskriptes, die vielen Anregungen und Literaturhinweise und für sein stetes Interesse am Fortgang der Untersuchungen. Er vermittelte eine finanzielle Unterstützung der Arbeit durch die Fa. Saarberg Interplan Uran, der an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Die Bearbeitung der Proben wurde durch einen Arbeitsplatz im Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg ermöglicht, wofür ich dem Direktor des Instituts, Herrn Prof. Dr. G. Müller, herzlich danken möchte.

Die Firmen BEB, Gewerkschaften Elwerath und Brigitta Betriebsführungsgesellschaft, Hannover, Saarberg Interplan Uran, Saarbrücken, Preussag, Erdöl und Erdgas, Hannover, Ruhrgas AG, Essen, und die Stadtwerke Urach stellten das Probenmaterial zur Verfügung, wofür ich ihnen zu Dank verpflichtet bin. Bei den Herren Dipl.-Geol. Dr. Dietrich von den Stadtwerken Urach, Dipl.-Geol. Dr. Essigmann, Saarberg Interplan, und Herrn Dipl.-Geol. G. Kraus bedanke ich mich für ihre sachlichen Hinweise und ihre hilfreiche Unterstützung bei der Probennahme.

Dank gebührt Frau Dr. Grebe vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen für die palynologischen Untersuchungen, Herrn Dipl.-Min. H.M. Weiß und Herrn Dr. U. Mann, KFA Jülich, für die Bestimmung des C_{org} -Gehaltes einiger Proben und eine Pyrolyseuntersuchung, Herrn Dipl.-Geol. K. Ludwig, Geologisches Institut Heidelberg, und Herrn Geologieoberrat Dr. Ohmert, Geologisches Landesamt Freiburg, für die Bestimmung der Mikrofossilien, Herrn Dr. K. Schmetzer für

die Durchführung kristallographischer Analysen, Herrn Jarnicke vom MPI für Kosmophysik in Heidelberg für Analysen mit der Mikrosonde.

Mein besonderer Dank gilt Herrn M. Gastner für die ausführliche Einführung in die Rasterelektronenmikroskopie und die zahlreichen Hinweise bei der Erörterung technischer Fragen.

Herr U. Kästner führte die Photoarbeiten durch, Herr K. Schacherl beriet mich bei der Durchführung photographischer Arbeiten. Ihnen beiden sei herzlich gedankt.

Herr Stadler und Herr Lämmler besorgten die vielen Dünn- und Anschliffe in der bekannt guten Qualität.

Ein herzliches Dankeschön ergeht auch an die Mitarbeiter der Rotliegendegruppe, Frau Dipl.-Min. I. Michalski und Herrn Dipl.-Min. R. Giskow und auch an alle Kommilitonen und Kollegen für ihre anregenden Diskussionen, kritischen Bemerkungen und wertvollen Literaturhinweise. Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Dipl.-Geol. Thomas Seeliger für seine aktive technische Mithilfe, die wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat und sein besonderes Verständnis.

Die Arbeit wurde durch ein Darlehen nach dem GFG gefördert.

8 LITERATURVERZEICHNIS

- AL-KHAYAT, G. (1976): Die stoffliche Entwicklung des Nordschwarzwälder Granite. - Diss., TH Karlsruhe, 107 p. (unveröff.)
- ALMON, R.W. (1981): Depositional environment and diagenesis of permian Rotliegendes sandstones in the Dutch sector of the southern North Sea. - In: LONGSTAFFE, F.J. (ed.), Short Course in Clays and the Resource Geologist. - Miner. Assoc. Canada 7, 119-147
- BACKFISCH, S. (1980): Geologische Kartierung der südwestlichen Baden-Badener Senke, Blatt 7215. - Diplomkartierung, Univ. Heidelberg, 74 p., (unveröff.)
- BACKFISCH, S. (1981): Petrographische und mineralogische Untersuchungen des Jungpaläozoikums der Baden-Badener Senke an Hand der Tiefbohrung T3A. - Diplomarb., Univ. Heidelberg, 183 p. (unveröff.)
- BERGER, W. (1959): Die oberkarbonischen Pflanzenreste der Bohrung Kastl 1 bei Altötting/Obb. - Geol. Bav. 40, 3-8.
- BERNER, R.A. (1969): Geothit stability and the origin of red beds. - Geochim. Cosmochim. Acta 33, 267-273.
- BILHARZ, A. (1929): Die Vorkommen des Michelbacher Porphyrs bei Baden-Baden. - Bad. geol. Abh. 1, 39-43
- BILHARZ, A. & HASEMANN, W. (1934): Erläuterungen zu Blatt Baden-Baden No. 67 (7215). - Bad. Geol. Landesanstalt, Freiburg, 144 p.
- BJØRLYKKE, K.; EVERHØL, A. & MALM, A.O. (1979): Diagenesis in Mesozoic sandstones from Spitzbergen and the North Sea. - A Comparison. - Geol. Rdschau 65, 1152-1171
- BLANK, P. & SEIFERT, W. (1976): Die Untersuchung diagenetischer Tonminerabildungen und deren experimentelle Modellierung. - Z. f. angew. Geol. 22, 560-564
- BLATT, H. (1979): Diagenetic processes in sandstones. In: SCHOLLE, P. A. & SCHLUGER, P.R. (eds.), Aspects of Diagenesis. - SEPM Spec. Publ. 26, 141-157
- BLESS, M.M.J. (1973): Stratigraphie, Biofazies und Taxonomie des europäischen Phanerozoikums. Teil I. - Freiburger Forsch. C282, Paläontologie, VEB Leipzig, 5-21
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. - Bull. Geol. Soc. Amer. 65, 175-190
- BLUCK, B.J. (1967): Deposition of some Upper Old Red sandstone conglomerates in the Clyde area: A study in the significance of bedding. - Scot. J. Geol. 3/2, 139-167

- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland. Erdölprovinzen, Förderung, Vorräte, Lagerstättentechnik. - Enke, Stuttgart, 330 p.
- BOIGK, H. & SCHÖNEICH, H. (1970): Die Tiefenlage der Permbasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens. In: ILLIES, J.H. & MÜLLER, St. (eds.), Graben Problems. - Internat. Upper Mantle Project Sci. Rep. 27, 45-55, Schweizerbart, Stuttgart.
- BOIGK, H. & SCHÖNEICH, H. (1974): Perm, Trias und älterer Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer-Mjösen-Zone und des Rheingrabens. - In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (eds.), Approaches to Taphrogenesis. - Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep. 8, 60-71, Schweizerbart, Stuttgart
- BOLES, J.R. (1981): Clay diagenesis and effects on sandstone cementation (case history from the Gulf Coast Tertiary). In: LONGSTAFFE, F.J. (ed.), Short Course in Clays and the Resource Geologist. - Miner. Assoc. Canada 7, 148-169.
- BRAUHAUSER, M. (1933): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, Blatt Schramberg Nr. 129. - Württ. statist. L.A., Stuttgart, 147 p.
- BRAUHAUSER, M. & SAUER, A. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, Blatt 7617 Alpirsbach. - Geol. L.A. Bad.-Württ., Landesvermessungsamt Bad.-Württ., Stuttgart, 134 p.
- BREHLER, B. (1951): Über das Verhalten gepreßter Kristalle in ihrer Lösung. - N. Jb. Miner. Mh. 1951, 110-131
- BREYER, F. (1956/57): Ergebnisse seismischer Messungen auf der süd-deutschen Grossscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Variscikums. - Z. dt. geol. Ges. 108, 21-36
- BROCKAMP, O. (1983): Chemische Stoffbilanz bei der Diagenese von Montmorilloniten. - Fortschr. Miner. 61, Beih. 1, 37-39
- BROCKAMP, O. & ZUTHER, M. (1983): Das Uranvorkommen Müllenbach/Baden-Baden, eine epigenetisch-hydrothermale Imprägnationslagerstätte in Sedimenten des Oberkarbons (Teil II: Das Nebengestein). - N. Jb. Miner. Abh. 148, 22-33
- BÜCHI, U.P.; LEMCKE, K.; WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. - Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing. 32, Nr. 82, 7-38
- BULL, W.B. (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. - In: RIGBY, K.J. & HAMBLIN, W.M.K. (eds.), Recognition of ancient sedimentary environments. - SEPM Spec. Publ. 16, 63-83

- BUNTEBARTH, G.; GREBE, H.; TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Inkohlungsuntersuchungen in der Forschungsbohrung Urach 3 und ihre geothermische Interpretation. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 27, 183-199
- BURGMEIER, G. (1979): Geologische Kartierung im südlichen Teil von Blatt 7215 Baden-Baden, sowie stratigraphische und lithofazielle Untersuchungen der permokarbonen Schichtenfolge am Südrand der Baden-Badener-Senke. - Diplomarb. Univ. Karlsruhe, 80 p. (unveröff.)
- BUSH, W.A. & KIRYUCHIN, L.G. (1977): Über die Verbreitung subsequenter Effusiva des Jungpaläozoikums in Mitteleuropa. - Z. angew. Geol. 18, 313-328
- CABRERA, N. & COLEMAN, R.V. (1963): Theory of crystal growth from the vapor. - In: GILMAN, J.J. (ed.), The art and science of growing crystals. - Wiley, New York, 3-28
- CARLÉ, W. (1958/59): Kohlendioxid, Erdwärme und Herdlage im Uracher Vulkangebiet und seiner weiteren Umgebung. - Z. dt. geol. Ges. 110, 71-101
- CARLÉ, W. (1970): Die Schichtenfolge der Tiefbohrung Allmersbach am Weinberg, Landkreis Backnang, Baden-Württemberg. - Jh. Ges. Naturk. 125, 61-69
- CARLÉ, W. (1974): Die Wärme-Anomalie der mittleren Schwäbischen Alp (Baden-Württemberg). - In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (eds.), Approaches to Taphrogenesis. - Inter-Union Commission on Geodynamics, Sci. Rep. 8, 207-212, Schweizerbart, Stuttgart
- CARLÉ, W. & WURM, F. (1971): Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Tiefbohrung Allmersbach am Weinberg, Landkreis Backnang, Baden-Württemberg. - Jh. geol. L.A. Bad.-Württ. 13, 171-221
- CARROLL, D. (1958): Role of clay minerals in the transportation of iron. - Geochim. Cosmochim. Acta 14, 1-27
- CHEN, P.-Y. (1977): Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. - Geol. Surv. Occas. Pap. 21, 68 p. Indiana.
- CLOOS, H. (1941): Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. - Untersuchungen an den schwäbischen Vulkanen. - Geol. Rdschau 32, 705-800
- COOK, H.E.; JOHNSON, P.D.; MATTI, J.C. & ZEMMELS, I. (1975): Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, x-ray mineralogy laboratory. - DSDP 28, Site 264-274, 999-1007, California
- CORRENS, D.W. (1949): Einführung in die Mineralogie. - Springer, Berlin, 414 p.
- CRAMER, P. (1964): Perm. - In: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 2. Auf. - Bayr. Geol. L.A. München, 55-69

- CUMMINS, W.A. (1962): The greywacke problem. - *Geol. J.* 3, 51-72
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas. - *Geol. Jb. E* 10, 71 p.
- DAPPELS, E.C. (1979): Diagenesis in sandstones. - In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (eds.), *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. - Developments in Sedimentology* 25 A, 31-98, Elsevier, Amsterdam
- DAVIS, S.N. & DeWIEST, R.J.M. (1966): *Hydrogeology*. - Wiley, New York, 463 p.
- DE BOER, R.B. (1977): On the thermodynamics of pressure solution - interaction between chemical and mechanical forces. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 249-256
- DE VORE, G.W. (1956): Surface chemistry as a chemical control on mineral association. - *J. Geol.* 64, 31-55
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arcose. - *J. Sed. Petrol.* 40, 695-707
- DICKSON, F.W.; BLOUNT, Ch.W. & TUNEL, G. (1963): Use of hydrothermal solution equipment to determine the solubility of anhydrite in water from 100 °C to 275 °C and from 1 bar to 1000 bars pressure. - *Amer. J. Sci.* 261, 61-78
- DIETRICH, H.-G. (1982): Geological results from the Urach 3 borehole and the correlation with other boreholes. - In: HAENEL, R. (ed.), *The Urach Geothermal Project (Swabian Alb, Germany)*, 49-58, Schweizerbart, Stuttgart
- DIETRICH, H.-G. (1983): Endbericht über Untersuchungen der geothermischen Anomalie Urach auf eine mögliche wirtschaftliche Nutzung einschließlich Frac-Studien in der erweiterten Forschungsbohrung Urach 1977-1982. - Unveröffent. Ber., Stadtwerke Urach, 483 p., Urach
- DIETRICH, H.-G.; HAENEL, R.; NETH, G.; SCHÄDEL, K. & ZOTH, G. (1980): Deep investigation of the geothermal anomaly of Urach. - In: STRAUB, A.S. & UNGEMACH, P. (eds.), *Advances in European Geothermal Research*, 2nd, 253-266. - Reidel, Dordrecht.
- DIETRICH, H.-G. & SCHÄDEL, K. (1978): Untersuchung der geothermischen Anomalie in Urach auf eine mögliche Nutzung durch eine Untersuchungsbohrung bis tief ins Kristallin (ET 4023). - Statusrep. 1978 - *Geotechnik und Lagerstätten* 1, 79-85, Jülich.
- DOTT, R.L. (1964): Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification. - *J. Sed. Petrol.* 34, 625-632
- DOUBINGER, J. (1956): Contribution à l'étude des flores Autuno-Stéphaniennes. - *Mém. Soc. Géol. France, N.S.* 35, No. 75, 188 p.

- DRONG, H.J. (1979): Diagenetische Veränderungen in den Rotliegend Sandsteinen im NW-Deutschen Becken. - Geol. Rdschau 68, 1172-1183
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: A review. - Sedimentology 15, 281-364
- ECK, H. (1887): Bemerkungen über die geognostischen Verhältnisse des Schwarzwaldes im allgemeinen und über Bohrungen nach Steinkohlen in demselben. - Jahresh. Ver. Vaterl. Naturk. , 322-355
- ECK, H. (1892): Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. - Abh. preuss. geol. Landesanstalt, N.F. 6, 686 p., Berlin
- EINSELE, G. & SCHÖNENBERG, R. (1964): Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner östlichen Randgebiete im Mesozoikum. - Livre à la mémoire du Docteur Michael Lucius, 136-164, Luxemburg.
- EMMERT, U. (1981): Perm und nördliche Alpen. - In: HAUENSCHILD, H. & JERZ, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 34-40, München.
- v. ENGELHARDT, W. (1977): The origin of sediments and sedimentary rocks. - Sedimentary Petrology III. - Schweizerbart, Stuttgart, 359 p.
- ESPITALIÉ, J. (1979): Charakterisierung der organischen Substanz und ihres Reifegrades in vier Bohrungen des mittleren Oberrhein-Grabens sowie Abschätzungen der paläogeothermischen Gradienten. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 27, 87-96
- ESPITALIÉ, J.; LAPORTE, J.L.; MADEC, M.; MARQUIS, F.; LEPLAT, P.; PAULET, J. & BOUTEFEU, A. (1977): Méthode rapide de caractérisation des roches mères de leur potentiel pétrolier et de leurs degré d'évolution. - Rev. Inst. Franc. Petr. 32, 23-42.
- FALKE, H. (1961): La question des conditions probables du climat de l'Autunien et du Saxonien de l'Europe centrale et occidentale. - Bull. Soc. Géol. France 3, 463-467
- FALKE, H. (1971a): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland.-Abh. hess. L.A. Bodenf. 60, 233-234
- FALKE, H. (1971b): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons in Süddeutschland. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 19, 167-172
- FALKE, H. (1972): The palaeogeography of the continental Permian in Central-West- and in part of South Europe. - In: FALKE, H. (ed.), Rotliegend; Essays on European Lower Permian, 281-299, Brill, Leiden
- FALKE, H. (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. - Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. N.F. 56, 1-14

- FALKE, H. (1976): Problems of the continental Permian in the Federal Republic of Germany. - In: FALKE, H. (ed.), The continental Permian in Central, West and South Europe. - N.A.T.O. Advanced Study Inst. Ser. C. Math. Phys. Sci. 22, 38-52, Reidel, Dordrecht
- FARMER, V.C.; RUSSELL, J.D.; McHARDY, W.T.; NEWMAN, A.C.D.; AHLVICH, J.L. & RIMSAITE, J.H. (1971): Evidence for loss of protons and octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites. - Miner. Mag. 38, 121-137
- FOLK, R.L. (1974): Petrology of sedimentary rocks. - Hemphill's, Austin/Texas, 170 p.
- FOLK, R.L. (1976): Reddening of desert sands: Simpson Desert, N.T. Australia. - J. Sed. Petrol. 46, 604-615
- FOLK, R.L. & PITTMAN, J.S. (1971): Length-slow chalcedony: A new testament for vanished evaporites. - J. Sed. Petrol. 42, 1045-1058
- FRAAS, E. (1889): Das Bohrloch von Sulz am Neckar. - Ber. Vers. oberrh. geol. Ver. 23, 35-40
- FRENTZEN, K. (1931): Beitrag zur Kenntnis der fossilen Flora des südwestlichen Deutschlands VII. Nochmals die Carbonflora von Baden-Baden. - Jb. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N.F. 20, 18-31
- FÜCHTBAUER, H. (1979): Die Sandsteindiagenese im Spiegel der neueren Literatur. - Geol. Rdschau 68, 1125-1151
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1963): Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. - Proc. Intern. Clay. Conf. 99-101
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. 3. Aufl. - Sedimentpetrologie II. - Schweizerbart, Stuttgart, 784 p.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. (1965): Solutions, minerals and equilibria. - Harper & Row, New York, 450 p.
- GERTHSEN, Ch. & KNESER, H.O. (1969): Physik. Ein Lehrbuch zum Gebrauch neben Vorlesungen. 10 Aufl. - Springer, Berlin, 559 p.
- GEYER, O.F. & GWIMMER, M.P. (1968): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. 2. Aufl. - Schweizerbart, Stuttgart, 228 p.
- GISKOW, R. (1984): Petrographische Untersuchungen an Rotliegendesandsteinen Ostfrieslands. - Diplomarb. Univ. Heidelberg, 110 p. (unveröff.)
- GLENNIE, K.W. (1970): Desert sedimentary environment. - Developments in Sedimentology 14. - Elsevier, Amsterdam, 222 p.

- GLENNIE, K.W. (1972): Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 56, 1048-1071
- GLENNIE, K.W.; MUDD, G.C. & NAGTEGAAL, P.J.C. (1978): Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the U.K. southern North Sea. - J. geol. Soc. London 135, 25-34
- GMELIN'S Handbuch der anorganischen Chemie (1933): Nr. 35, Aluminium, Teil B, Lieferung 1, Chemie Verlag, Weinheim
- GRIM, R.E. & GÜVEN, N. (1978): Bentonites-Geology, mineralogy, properties and use. - Developments in Sedimentology 24. - Elsevier, Amsterdam, 256 p.
- GRIMM, W.D. (1962a): Idiomorphe Quarze als Leitminerale für salinare Fazies. - Erdöl und Kohle 11, 880-887
- GRIMM, W.D. (1962): Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten. - Z. dt. geol. Ges. 114, 590-619, Hannover
- HAMMERSCHMIDT, K.; WAGNER, G.A. & WAGNER, M. (1984): Radiometric dating on research drill core Urach III: a contribution to its geothermal history. - J. Geophys. 54, 97-105
- HANCOCK, N.J. (1978): Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern West Germany. J. geol. Soc. London 135, 35-40
- HARDER, H. (1965): Experimente zur "Ausfällung" der Kieselsäure. - Geochim. Cosmochim. Acta 29, 429-442
- HARDER, H. & FLEHMIG, W. (1970): Quarzsynthese bei tiefen Temperaturen. - Geochim. Cosmochim. Acta 34, 295-305
- HARTMAN, P. (1963): Structure, growth and morphology of crystals. - Z. Krist. 119, 65-78
- HARTMAN, P. (1969): The dependence of crystal morphology on crystal structure. - In: SHEFTAL, N.N. (ed.), Growth of crystals 7, 3-24. Consultants Bureau, New York, London
- HARTMAN, P. (1972): Structure and morphology. - In: HARTMAN, P. (ed.), Crystal growth - An introduction, 367-402, North-Holland Publ.Co., Amsterdam
- HARTMAN, P. & PERDOCK, W.G. (1955): On the relations between structure and morphology of crystals. - Acta Crystallogr. 8, (I) 49-52, (II) 521-524, (III) 525-529
- HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. (1975): Die Position der Autun/Saxon Grenze (unteres Perm) in Europa und Nordamerika. - Schriftenreihe geol. Wiss. Berlin 3, 87-138

- HAWKINS, D.B. & ROY, R. (1963): Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formations. - *Geochim. Cosmochim Acta* 27, 1047-1054
- HEALD, M.T. (1956): Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in part of Oklahoma, Arkansas and Missouri. - *J. Geol.* 64, 16-30
- HEIM, D. (1971): Über den "Hygrophyllit" im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, ein Beitrag zur Diagenese pyroklastischer Gesteine. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 32, 149-164
- HESS, J.C.; BACKFISCH, S. & LIPPOLT, H.J. (1983): Konkordantes Sanidin- und diskordantes Biotitalter eines Karbontuffs der Baden-Badener-Senke, Nordschwarzwald. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 5, 277-292
- HESS, P.C. (1966): Phase equilibria of some minerals in the $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ -system at 25 °C and 1 atmosphere. - *Amer. J. Sci.* 264, 289-309
- HOENES, D. (1955): Der Para-Cordieritgneis der Bohrung Scherstetten 1 und seine Beziehung zu den cordieritführenden Metatexiten des Schwarzwaldes. - *Geol. Bav.* 24, 102-136
- HOLSER, W.T. (1979): Rotliegend evaporites, Lower Permian, of North-West Europe: geochemical confirmation of the non marine origin.- *Erdöl und Kohle* 32, 159-162
- HOLUB, V. (1977): Bericht über die geologische Kartierung des südlichen Flügels des Baden-Oos-Beckens. - Unveröff. Ber. Saarberg Interplan, Saarbrücken, 30 p.
- HOWER, J. (1981): X-ray diffraction identification of mixed-layer clay minerals. - In: LONGSTAFFE, F.J. (ed.), Short Course in Clays and the Resource Geologist. - *Miner. Assoc. Canada* 7, 39-59.
- HOWER, J.; ESLINGER, E.V.; HOWER, M.E. & PERRY, E.A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. 1) Mineralogical and chemical evidence. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 87, 725-737
- HUGGETT, J.M. (1982): On the nature of fibrous illite as observed by electron microscopy. In: MORGAN, D.J. (ed.), *Clay Minerals* 17, 433-441
- HURST, A. & IRWIN, H. (1982): Geological modelling of clay diagenesis in sandstones. - In: MORGAN, D.J. (ed.), *Clay Minerals* 17, 5-22
- ILER, R.K. (1955): The colloid chemistry of silica and silicates. - Cornell Univ. Press, New York, 324 p.
- ILLIES, H. (1962): Prinzipien der Entwicklung des Rheingrabens, dargestellt am Grabenschnitt von Karlsruhe. - *Sdr. Mitteil. Geol. Staatsinstitut Hamburg* 31, 58-121

- ISMAIL, G.T. (1969): Role of ferrous iron oxidation in the alteration of biotite and its effect on the type of clay minerals formed in soils of arid and humid regions. - Amer. Mineral. 54, 1460-1466
- JASMUND, K.; RIEDEL, D. & KEDDEINIS, H. (1969): Neubildung von leistenförmigem Illit und von Dickit bei der Zersetzung des Muskovits in Sandstein. - Intern. Clay Conf. Proc. Tokyo 2, 120-122
- KADING, K.-Ch. (1978): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. - Jber. Mitt. Oberr. geol. Ver. N.F. 60, 233-252
- KARAMATA, S. (1957): Einige Betrachtungen über die Entstehung der Bentonite von Slaviste. - Beitr. Mineral. Petrol. 5, 289-299
- KASTNER, M. (1982): When does dolomitization occur and what controls it? - IAS, 11th Int. Congr. Sed., Abstracts of Papers, 124, Onatrio
- KATZUNG, G. (1972): Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. - Geologie 21, 570-584
- KAUTZ, K. (1965): Zwei Seladonite ungewöhnlicher Zusammensetzung. - Beitr. Mineral. Petrol. 11, 398-404
- KELLER, W.D. (1961): The origin of high-alumina clay minerals - A review. - Clays Clay Miner. Proc. 12, 129-151
- KELLER, W.D. (1970): Environmental aspects of clay minerals. - J. Sed. Petrol. 40, 788-813
- KOTEL'NIKOV, D.D. (1965): On the morphological characteristics of the hydromicas of sedimentary rocks. - In: Collection of articles on mineralogy of the L'vov Geological Society 19, 26-35
- KOZUR, H. (1981): The correlation of the uppermost Carboniferous and Permian of Middle and Western Europe with the marine standard-scale. - Proc. Int. Symp. Central Europ. Permian, 426-450, Warszawa
- KRAUSKOPF, K.B. (1959): The geochemistry of silica in sedimentary environments. - In: IRELAND, H.A. (ed.), Silica in Sediments, SEPM Spec. Publ. 7, 4-19
- LAND, L.S. & DUTTON, S.P. (1978): Cementation of a Pennsylvanian deltaic Sandstone: Isotopic data. - J. Sed. Petrol. 48, 1167-1176
- LATTMAN, L.H. (1973): Calcium carbonate cementation of alluvial fans in Southern Nevada. - Bull. Geol. Soc. Amer. 84, 3013-3028
- LEIBER, J. & MÜNZING, K. (1979): Perm und Buntsandstein zwischen Schramberg und Königsfeld (Mittlerer Schwarzwald). - Jh. geol. L.A. Bad.-Württ. 21, 107-136

- LEMCKE, K. (1961): Ein jungpaläozoischer Trog unter dem süddeutschen Molassebecken. - Z. dt. geol. Ges. 113, 176-181
- LEMCKE, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. - Geol. Bav. 69, 5-48
- LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund. - Jb. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 57, 88
- LEMCKE, K. (1978): Der vortertiäre Untergrund. - Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. 7740 Mühldorf am Inn, 22-44, München
- LEMCKE, K. & WAGNER, R. (1961): Zur Kenntnis des vortertiären Untergrunds im Bodenseegebiet. - Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing. 27, 9-14
- LIPMAN, P.W. (1965): Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. - U.S. Geol. Surv. Bull. 1201-D, D1-D24
- LIPPMANN, F. (1979): Stabilitätsbeziehungen der Tonminerale. - N. Jb. Miner. Abh. 136, 287-309
- LIPPMANN, F. (1982): The thermodynamic status of clay minerals. In: OLPHEN, H.v. & VENIALE, F. (eds.), International Clay Conference 1981, Developments in Sedimentology 35, 475-485. - Elsevier, London
- LIPPOLT, H.J. (1981): Rb-Sr investigations on minerals and whole rock samples from Permian rhyolithes in the Schwarzwald/Germany and the relation of late orogenic plutonism and subsequent vulcanism. Terra Cognita 2, 60, Strasbourg
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1983): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism. I. $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 12, 713-730
- LIPPOLT, H.J.; RACZEK, I. & SCHLEICHER, H. (1979): Geochronological studies of rocks and minerals of the South-West German Permian Volcanism. - Abstr. ECOG VI, S. 62, Lillehammer
- LIPPOLT, H.J.; SCHLEICHER, H. & RACZEK, I. (1983): Rb-Sr systematics of Permian volcanites in the Schwarzwald (SW-Germany). Part I: Space of time between plutonism and late orogenic volcanism. - Contrib. Mineral. Petrol. 84, 272-280.
- LORENZ, V. & NICHOLS, I.A. (1975): The Permocarboneous basin and range province of Europe. An Application of plate tectonics. - In: FALKE, H. (ed.), The continental Permian in Central, West and South Europe. - N.A.T.O. Advanced Study Inst. Ser. C. Math. Phys. Sci. 22, 313-342, Reidel Dordrecht.
- LÖTZNER, H.; FALKE, F.; ELLENBERG, J.; GRUMBT, E.; LUDWIG, A.O. (1979): Übersicht über die variszische Molasseentwicklung in Mitteleuropa und im Ural. - Z. geol. Wiss. Berlin 7, 1157-1167

- LUTZ, M.; KAASSCHIETER, J.P.H. & VAN. WIJHE, D.H. (1975): Geological factors controlling Rotliegend Gas accumulation in the Mid-European Basin. - Proc. 9th World Petrol. Congr. 2, Geologu, PD2, London Ltd, 93-103
- MACKENZIE, F.T. & GEES, R. (1971): Quarz synthesis at earth-surface conditions. - Science 173, 533-535
- MAUS, H.J. (1965): Petrogenetische Typen der Schwarzwälder Quarzporphyre. - Diss., Univ. Freiburg, 214 p., (unveröff.)
- METZ, R. (1977): Mineralogisch-landeskundliche Wanderungen im Nord-schwarzwald. 2. Aufl. - Moritz Schauenburg Verlag, Lahr, 632 p.
- METZ, R. & REIN, G. (1958): Erläuterungen zur geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1:50 000, 126 p.- Moritz Schauenburg Verlag, Freiburg
- MILLOT, G. (1960): Silice, silex, silifications et croissance des cristaux. - Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 13, 129-146, Strasbourg
- MILLOT, G. (1970): Geology of clays. - Springer, Berlin, 429 p.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchungen. Sediment-Petrologie I. - Schweizerbart, Stuttgart, 303 p.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The "Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials. - N. Jb. Miner. Mh. 1971, 466-469
- MÜLLER, H. (1981): Die Optimierung des Explorationsprogrammes aufgrund eines geologischen Konzeptes für die Entwicklung der Uranlagerstätte in der Lichtentaler Senke. - Diss. TU Berlin, 111 p. (unveröff.)
- NIGGLI, P. (1941): Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie. 1, 3. Aufl. - Bornträger, Berlin, 688 p.
- PERRY, E. & HOWER, J. (1970): Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. - Clays Clay Minerals 18, 165-177
- PERRY, E. & HOWER, J. (1972): Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 56, 2013-2021
- PETTIJOHN, F.J. (1975): Sedimentary rocks. 3rd ed. - Harper & Row, New York, 628 p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1973): Sand and sandstones. - Springer, Berlin, 618 p.
- PITTMAN, E.D. (1972): Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. - J. Sed. Petrol. 42, 507-519

- PLEIN, E. (1978): Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. - Z. dt. geol. Ges. 129, 71-97
- POSNJAK, E. (1940): Deposition of calcium sulfate from sea water. - Amer. J. Sci. 238, 559-568
- POWERS, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. - J. Sed. Petrol. 23, 117-119
- POWERS, M.C. (1967): Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 51, 1240-1254
- RADOSLOVICH, E.W. (1963): The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. - Amer. Mineral. 48, 76-99
- READING, H.G. (1978): Sedimentary environments and facies. - Blackwell, Oxford, 557 p.
- REINHARD, M. (1931): Universaldrehtischmethoden. Wepf. Basel, 119 p.
- RÖPER, H.-P. (1980): Zur Petrographie und Genese des Karneoldolomit-horizontes (Grenze Rotliegendes/Buntsandstein) im Gebiet des Mittleren Schwarzwaldes. - Diss. Univ. Heidelberg, 289 p. (unveröff.)
- ROLL, A. (1952): Der unmittelbare Nachweis des vindelizischen Rückens unter der Süddeutschen Molasse. - Geol. Rdschau 40, 243-248
- ROSSEL, N.C. (1982): Clay mineral diagenesis in Rotliegend aeolian sandstones of the Southern North Sea. - In: MORGAN, D.J. (ed.), Clay Minerals 17, 67-77
- SCHÄDEL, K. (1982): The geology of the heat anomaly of Urach. - In: HAENEL, R. (ed.), The Urach Geothermal Project (Swabian Alp, Germany). 147-156. - Schweizerbart, Stuttgart
- SCHÄFER, A. (1980): Sedimenttransport im Permokarbon des Saar-Nahe Beckens (Oberkarbon und Unterrotliegendes) - Konsequenzen für die Entwicklung des Ablagerungsraumes. - Z. dt. geol. Ges. 131, 815-841
- SCHERP, A. (1963): Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 11, 251-282
- SCHLEICHER, H. & FRITSCH, R. (1978): Zur Petrographie des Triberger Granites (Mittlerer Schwarzwald). - Jh. Geol. L.A. Bad.-Württ. 20, 15-41
- SCHLEICHER, H.; LIPPOLT, H.J. & RACZEK, I. (1983): Rb-Sr systematics of Permian volcanites in the Schwarzwald (SW-Germany). Part II: Age of eruption and the mechanism of Rb-Sr whole rock distortions. - Contrib. Mineral. Petrol. 84, 281-291

- SCHMIDT, A. (1931): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt Sulz-Glatt (No. 118). - Württ. statist. L.A. Stuttgart, 74 p.
- SCHNEIDER, H. (1966): Sedimentation und Tektonik im Jungpaläozoikum der Baden-Badener-Senke. - Diss., Univ. Heidelberg, 112 p. (unveröff.)
- SCHOLLE, P.A. (1979): A color illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 28, 200 p.
- SEEMANN, U. (1982): Depositional facies, diagenetic clay minerals and reservoir quality of Rotliegend sediments in the southern Permian basin (North Sea): A review. - In: MORGAN, D.J. (ed.), Clay Minerals 17, 55-67
- SESSLER, W. (1979): Sedimentologie der Uran-führenden Oberkarbonschichten des Kirchheimer- und Sauerbosch-Stollens in der Senke von Baden-Baden. - Diss., Univ. Heidelberg, 311 p. (unveröff.)
- SHOTTON, F.W. (1956): Some aspects of the New Red Desert in Britain. - Geol. J. 1, 450-465
- SIEVER, R. (1959): Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. - In: IRELAND, H.A. (ed.), Silica in sediments. - SEPM Spec. Publ 7, 55-79
- SIEVER, R. (1962): Silica solubility, 0-200 °C and the diagenesis of siliceous sediments. - J. Geol. 70, 127-150
- SITTIG, E. (1974): Die Schichtenfolge des Rotliegenden der Senke von Baden-Baden, Nordschwarzwald. - Oberrhein. geol. Abh. 23, 31-41
- STALDER, P.J. (1973): Influence of crystallographic habit and aggregate structure of authigenic clay minerals on sandstone permeability. - Geol. Mijnbouw 52(4), 217-220
- STILLE, H. (1928): Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variscischen Tektonik. - Congr. Stratigr. Carbonifère, Heerlen 1927, 697-730, Liège.
- STRACK, D. & STAPF, K.R.G. (1980): Ist der Kreuzbacher Sandstein des Rotliegenden äolisch oder fluviatil entstanden? - Geol. Rdschau 69, 892-921
- STROMBURG, G. (1964): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den Sedimenten (Schichtflutfraglomeraten) des Oberrotliegenden von Schramberg. - Beitr. Miner. Petrol. 11, 20-48
- SURDAM, R.C. & BOLES, J.R. (1979): Diagenesis of volcanic sandstones. - SEPM Spec. Publ. 26, 227-242

- TAYLOR, J.C.M. (1977): Sandstones as reservoir rocks. - In: HOBSON, G.D. (ed.), *Developments in Petroleum Geology* 1, 147-197. - Appl. Sci. Publ. London
- TEICHMÜLLER, R. (1964): Zur Stratigraphie und Inkohlung des jüngsten Oberkarbons (Silesium) in Nordwestdeutschland. - 5. Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonifère. Paris, 1963, 813-820
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Zur geothermischen Geschichte des Oberrhein-Grabens. - Zusammenfassung und Auswertung eines Symposiums. - *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.* 27, 108-120
- TERRY, R.D. & CHILINGAR, G.V. (1955): Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by M.S. SHVETSOV. - *J. Sed. Petrol.* 25, 229-234
- THOMSON, A. (1959): Pressure solution and porosity. - In: IRELAND, H.A. (ed.), *Silica in Sediments*. - *SEPM Spec. Publ.* 7, 92-110
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. (1978): *Petroleum formation and occurrence*. Springer, Berlin, 538 p.
- TRÖGER, W.E. (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I, Bestimmungstabellen. - Schweizerbart, Stuttgart, 188 p.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse der Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953-1960. - *Geol. Bav.* 54, 92 p.
- TURNER, P. (1980): Continental red beds. *Developments in Sedimentology* 29, Elsevier, Amsterdam, 562 p.
- TURNER, P. & ARCHER, R. (1977): The role of biotite in the diagenesis of red beds from the Devonian of Northern Scotland. - *Sed. Geol.* 19, 241-251
- VANGEROW, E.F. (1970): Die Fauna des Westdeutschen Oberkarbons VI. Die Ostracoden des Westdeutschen Oberkarbons. - *Palaeontographica* A134, 133-152
- VAN HOUTEN, F.B. (1964): Origin of red beds - some unsolved problems. In: NAIRN, A.E.M. (ed.), *Problems in Palaeoclimatology*, 647-661, Interscience, New York
- VAN HOUTEN, F.B. (1968): Ironoxides in red beds. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 79, 399-416
- VELDE, B. (1977): Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. - *Developments in Sedimentology* 21. - Elsevier, Amsterdam, 218 p.
- VISSCHER, H.; HUDDLESTON SLATER-OFFERHAUS, M.G. & WONG, T.E. (1974): Palynological assemblages from "Saxonian" deposits of the Saar-Nahe basin (Germany) and the Dome de Barrot (France) - An approach to chronostratigraphy. - *Rev. Palaeobot. Palynol.* 17, 39-56

- VOLZ, E. (1956): Die Molassestrukturen Heimertingen und Lauben. - *Erdoel-Z.* 72, 293-302, Wien-Hamburg
- WALKER, T.R. (1967): Formation of red beds in modern and ancient deserts. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 78, 353-368
- WALKER, T.R. (1974): Formation of red beds in moist tropical climates: A hypothesis. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 85, 633-638
- WALKER, T.R. (1976): Diagenetic origin of continental red beds. - In: FALKE, H. (ed.), *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. N.A.T.O. Advanced Study Inst. Ser. C. Math. Phys. Sci. 22, 240-282, Reidel Dordrecht.
- WALKER, T.R. (1979): Red colour in dune sands. In: McKEE, E.D. (ed.), *A study of global sand seas*. - U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1052 Washington, 61-82.
- WALKER, T.R. ; WAUGH, B. & CRONE, A.J. (1978): Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, Southwestern United States and Northwestern Mexico. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 89, 19-32
- WATERHOUSE, J.B. (1978): Chronostratigraphy of the world Permian. - In: *The geologic time scale*. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Studies in Geology N6, 299-322
- WEAVER, C.E. & POLLARD, L.D. (1973): The chemistry of clay minerals. - *Developments in Sedimentology* 15, Elsevier, Amsterdam, 213 p.
- WELTE, D.H. (1979): Organisch-geochemische Untersuchungen zur Bildung von Erdöl-Kohlenwasserstoffen an Gesteinen des mittleren Oberrhein-Grabens. - *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.* 27, 51-73
- WENDT, I.; LENTZ, H.; HARRE, W. & SCHOELL, M. (1970): Total rock and mineral ages of granites from the Southern Schwarzwald, Germany. - *Eclogae Geol. Helv.* 63, 365-370
- WHETTEN, J.T. & HAWKINS, J.W.Jr. (1970): Diagenetic origin of graywacke matrix minerals. - *Sedimentology* 15, 347-361
- WIRTH, E. (1969): Ein Profil vom Malm bis zum Rotliegenden nördlich des Rieses. - *Kurzprofil der Bohrung Daiting 1*. - *Geol. Bav.* 61, 40-42
- WIRTH, E. (1970): Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrungen Eichstätt 1 und Daiting 1, Fränkische Alp. - *Geol. Bav.* 63, 39-85
- YODER, H.S. & EUGSTER, H.P. (1955): Synthetic and natural muscovites. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 225-280
- ZIEGLER, P.A. (1978): North West Europe. Tectonics and basin developments. - *Geol. Mijnbouw* 57, 589-626

- ZIEGLER, P.A. (1981): Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. - Petrol. Geol. Continent. Shelf NW Europe. 3-39, Inst. Petrol., London
- ZIEGLER, P.A. (1982): Atlas of Western and Central Europe.- Shell Intern. Petrol. Maatschappig B.V. 130 p.
- ZIEGLER, W.H. (1975): Outline of the geological history of the North Sea. - In: WOODLAND, A.W. (ed.), Petroleum and the continental shelf of Northwest Europe 1, Geology; 165-187. Appl. Sci. Publ., Barking
- ZIMMERLE, W. (1976): Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten (Die Tiefenbohrung Saar 1). - Geol. Jb. A27, 91-305
- ZINKERNAGEL, U. (1978): Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. - Cont. Sedimentology 8, Schweizerbart, Stuttgart, 69 p.

9. ANHANG

Tabellen 8-21: Seite 206-220

Fototafeln 1-14: Seite 221-234

Erläuterung zu Tabelle 8 bis 21:

Lithologie:

	Debris-flow		Mergel
	fangl., kongl. Sandstein		Dolomit
	Konglomerat		Tuff
	Sandstein		Tuffit, tuffit. Sdst.
	Siltstein		Quarzporphyr
	Tonstein		metamorphes Grundgebirge
	Mud-flow	KH	Karneoldolomithorizont

Mineralogie:

	Kalifeldspat
	Plagioklas
	plutonische Gerüstmin.
	vulkanische Gerüstmin.
	metamorphe Gerüstmin.

Gesamttongehalt:

Illit, Illit-Smektit
mixed layer, Kaolinit
Chlorit

Gefüge:

Korngröße:

c= clay
si= silt
vfs= very fine sand
fs= fine sand
ms= medium sand
cs= coarse sand
vcs= very coarse sand

Rundung:

a=angular
sa=subangular
sr=subrounded
r=rounded
wr=well rounded

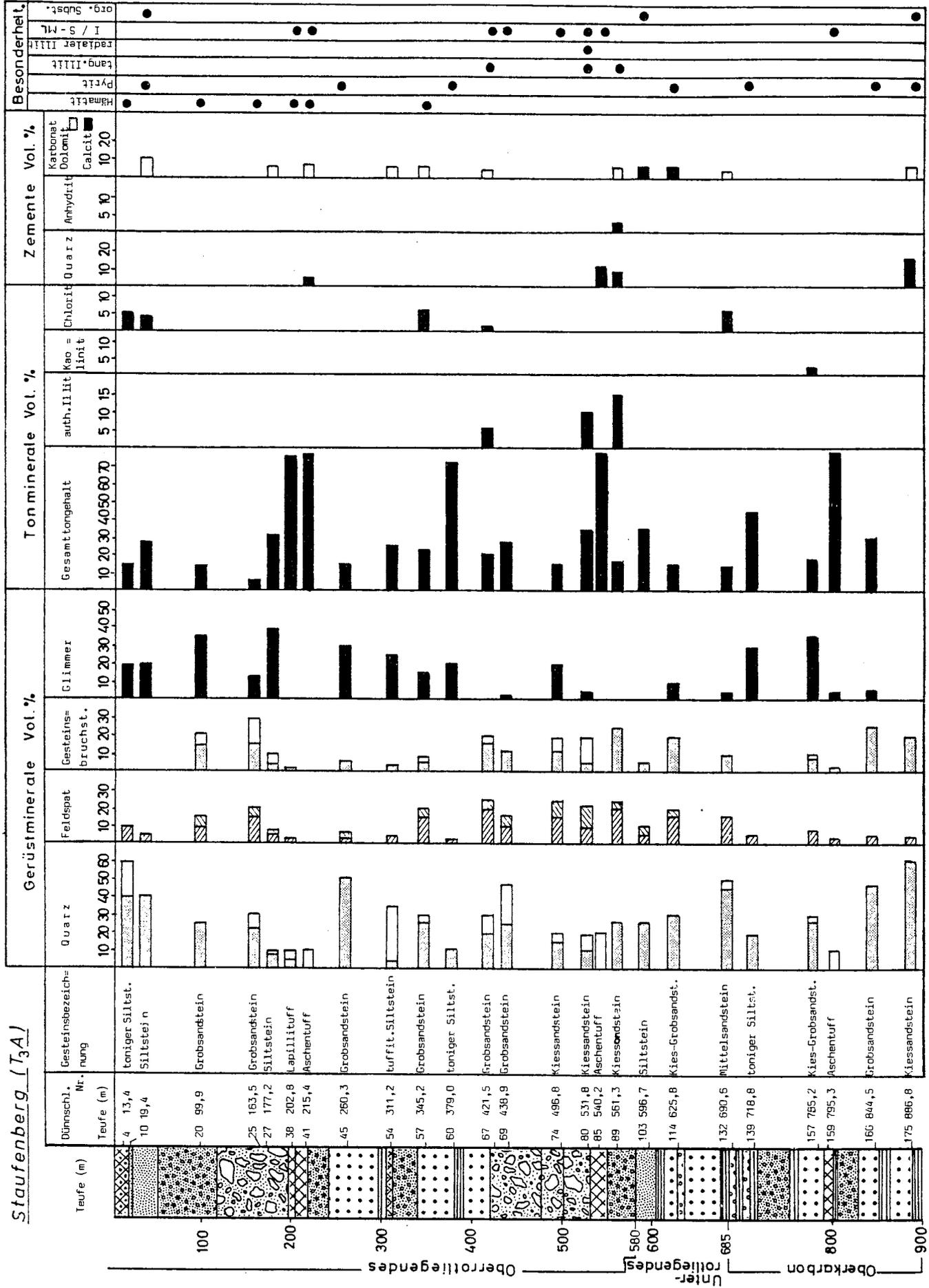
Sortierung:

ss=sehr schlecht
s=schlecht
m=mässig
g=gut
sg=sehr gut

Korn zu Korn Beziehung:

i=isoliert
p=punktförmig
t=tangential
kk=konkav-konvex
su=suturiert

Staufenberg (T_{3A})

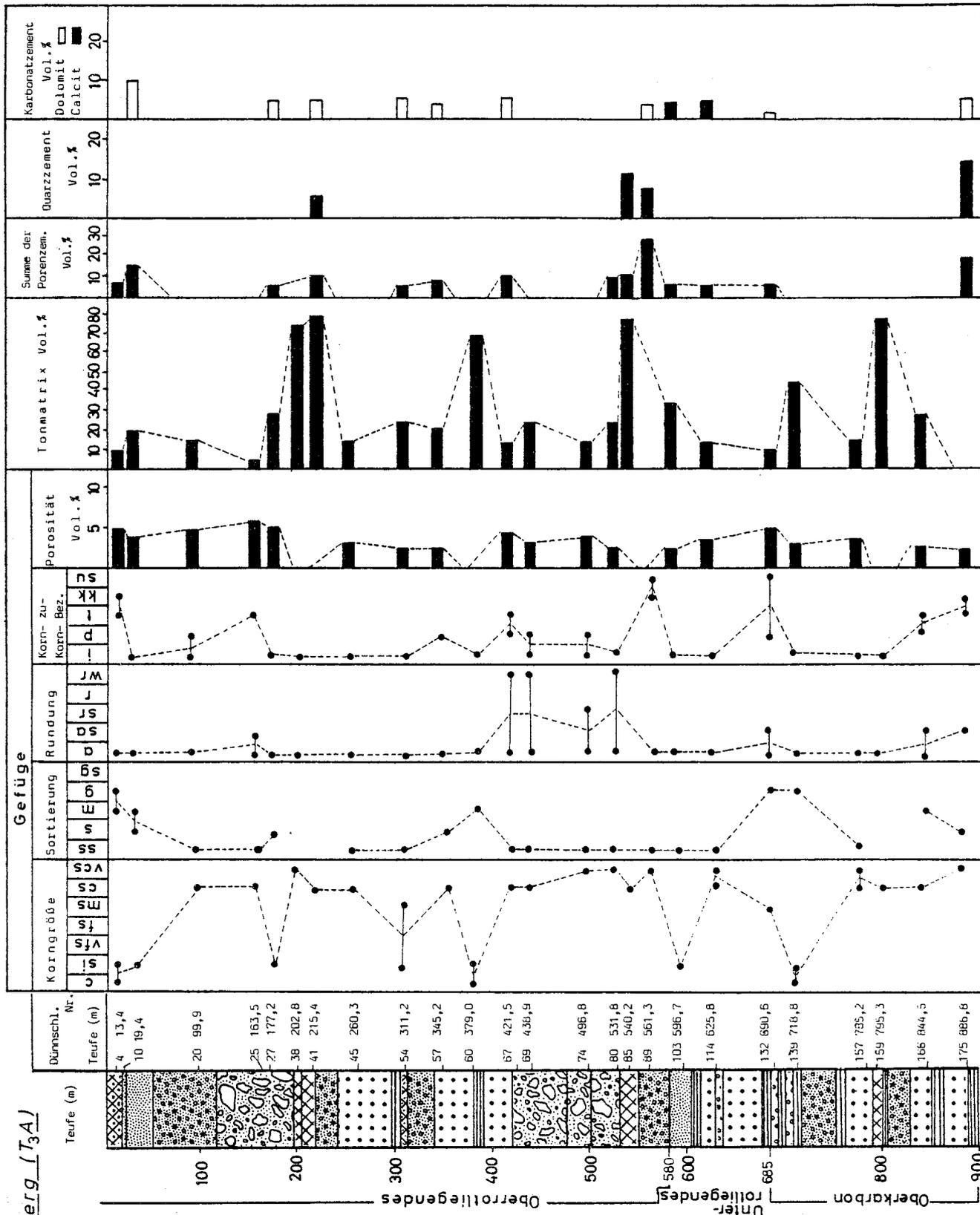


S. BACKFISCH 1984

Tab. 8: Mineralogische Zusammensetzung der Rotliegenden sandsteine der Bohrung Staufenberg (T_{3A})

ET = 820,54 m

Staufenberg (T3A)

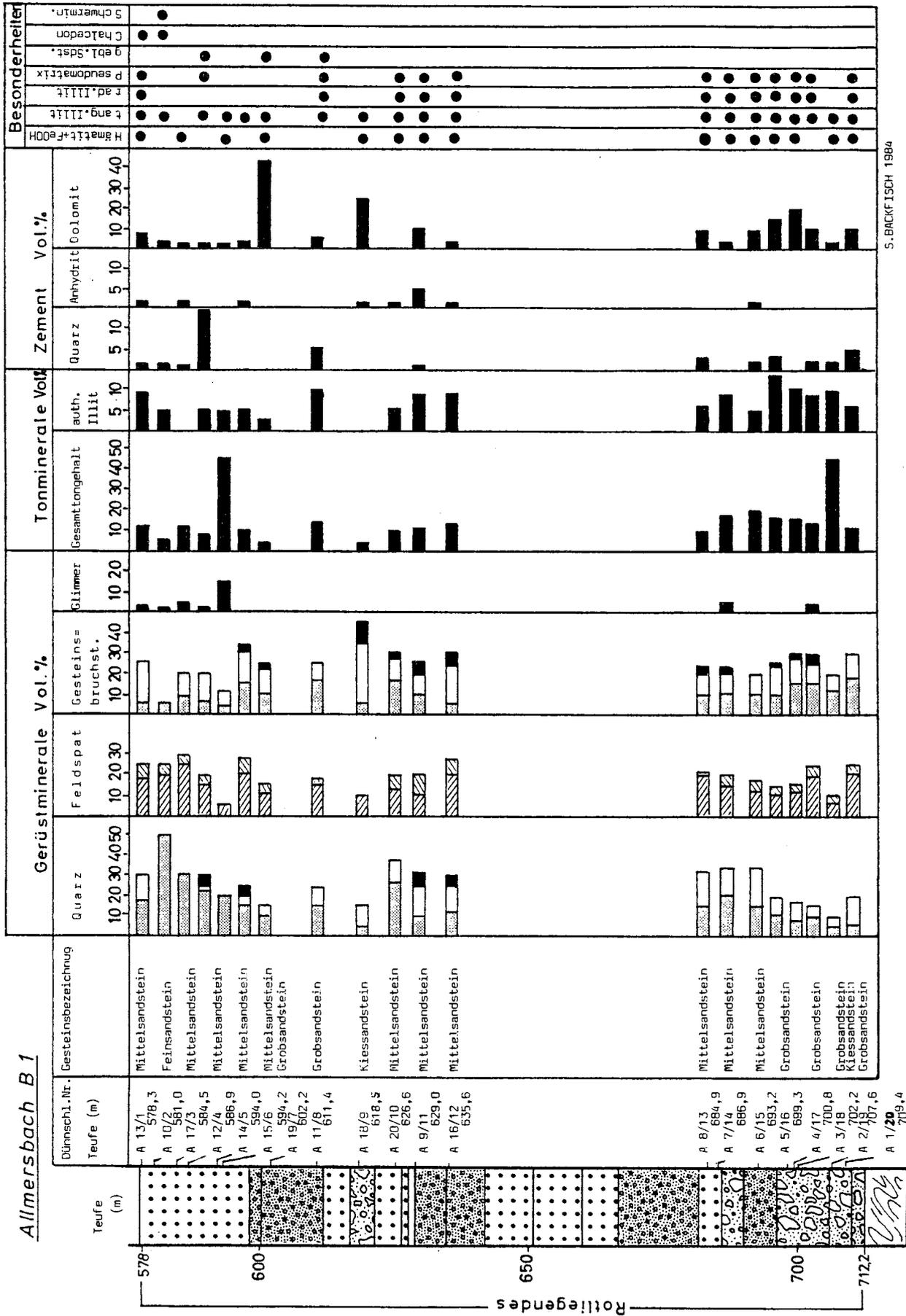


S. BACKFISCH 1984

Tab. 9: Korrelation der Gefügekernale mit Tonmatrix und den wichtigsten Porenzementen

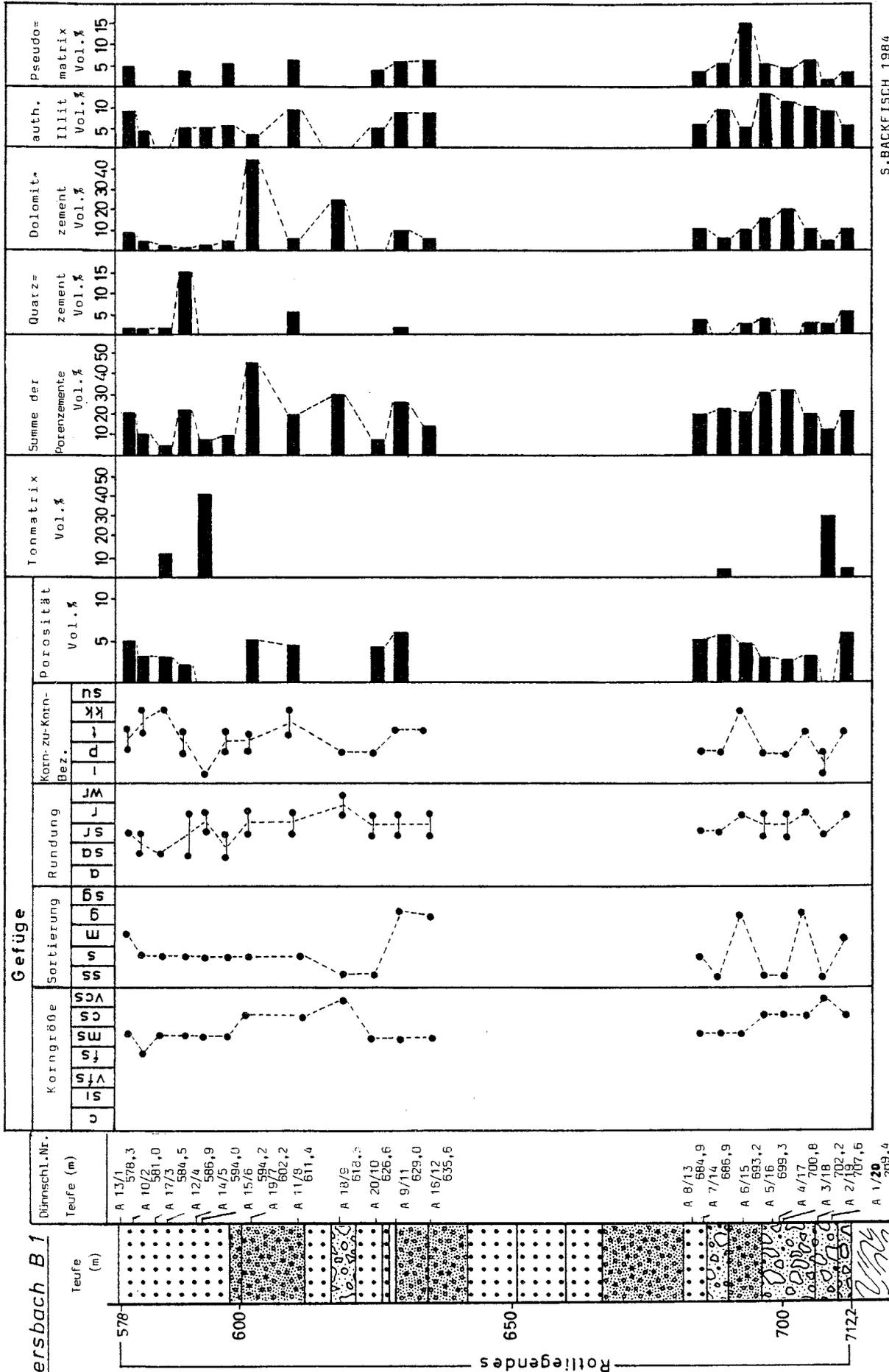
ET = 920,54 m

Allmersbach B 1



S. BACKFISCH 1984

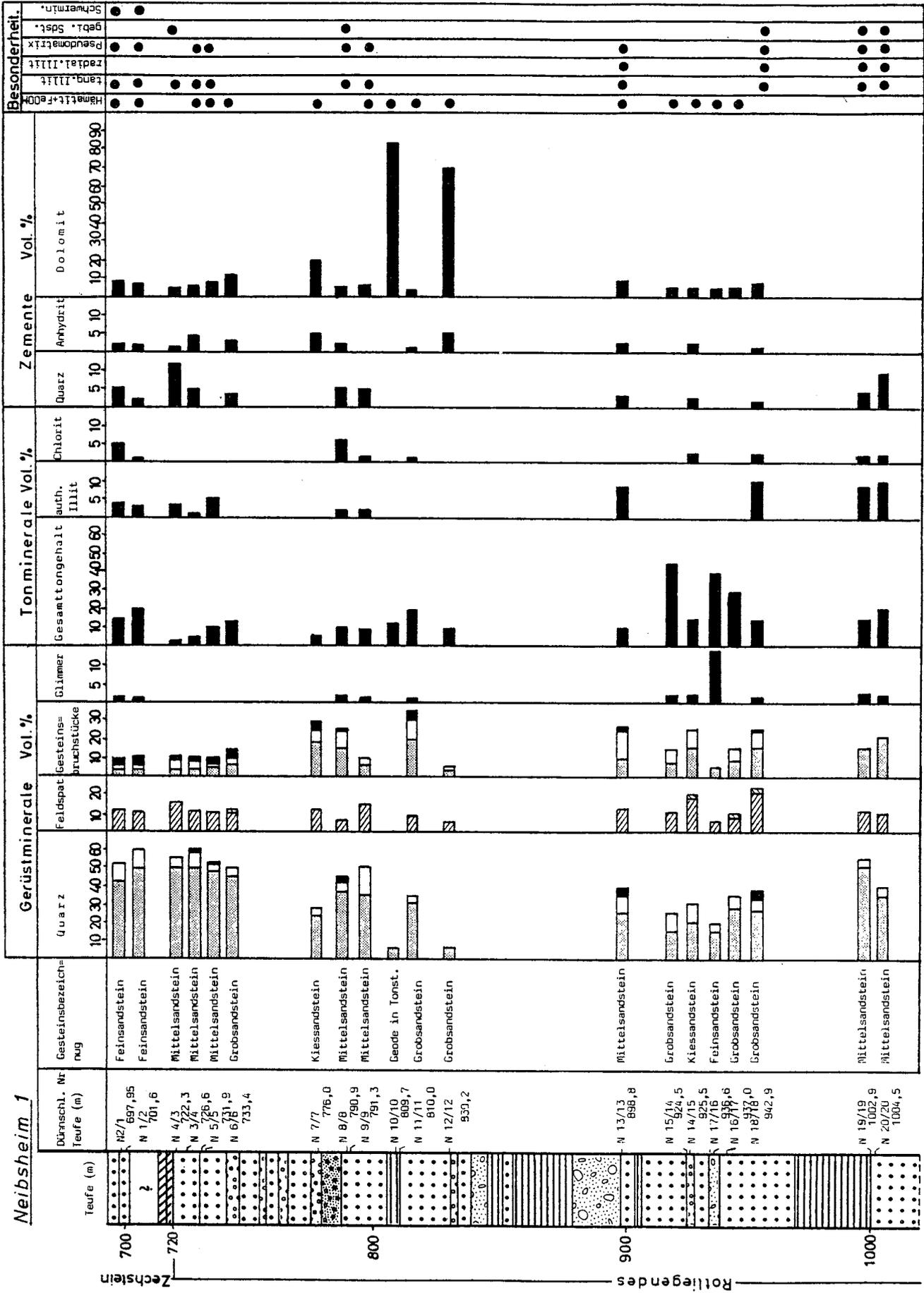
Tab. 10: Mineralogische Zusammensetzung der Rotliegendesandsteine der Bohrung Allmersbach B 1



S.BACKFISCH 1984

Tab.11: Korrelation der Gefügemerkmale mit Tonmatrix und den wichtigsten Porenzementen

Neibshcim 1

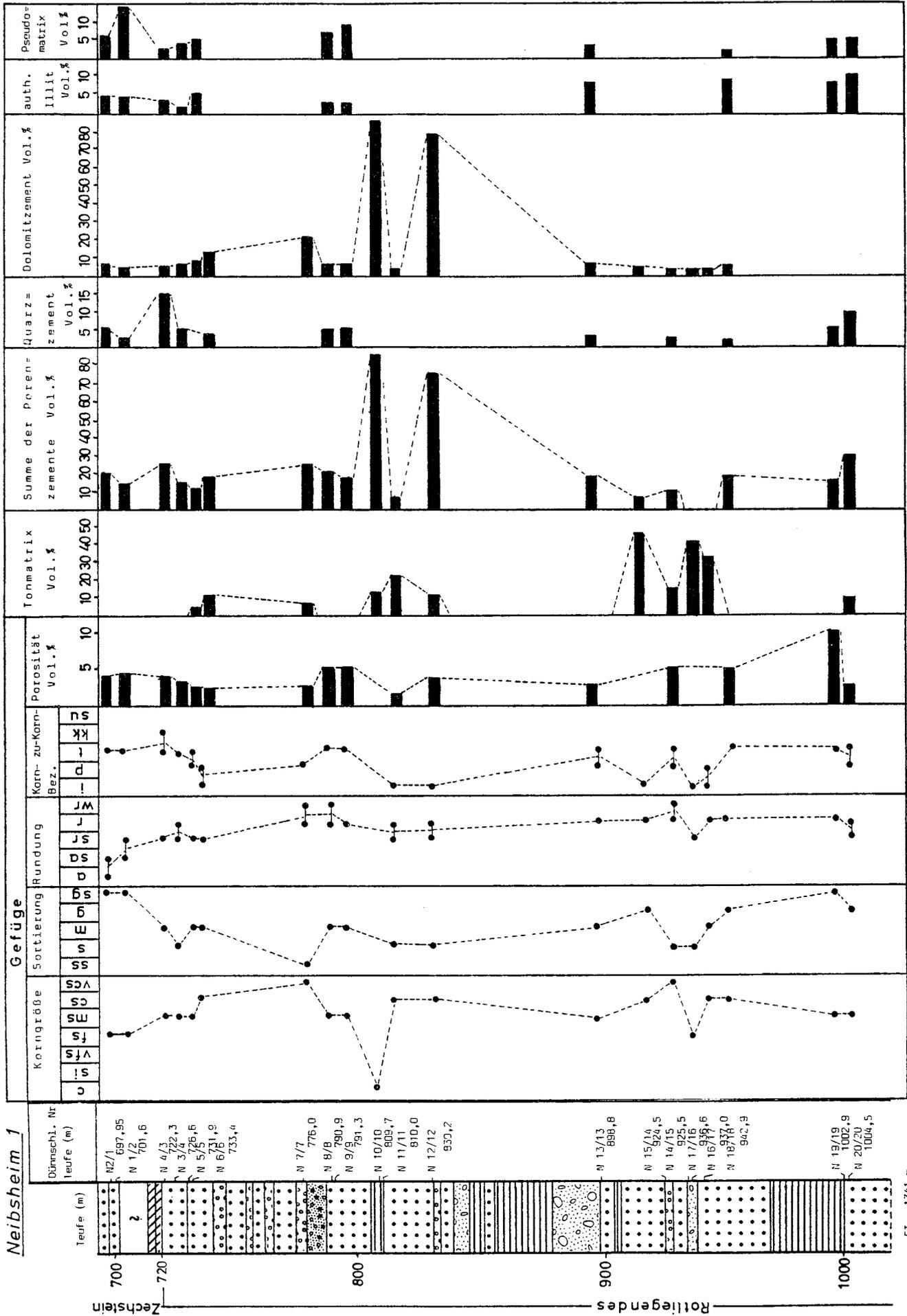


ET = 1341 m

Tab. 12: Mineralogische Zusammensetzung der Rotliegendesandsteine der Bohrung Neibshcim 1

S. BACKFISCH 1984

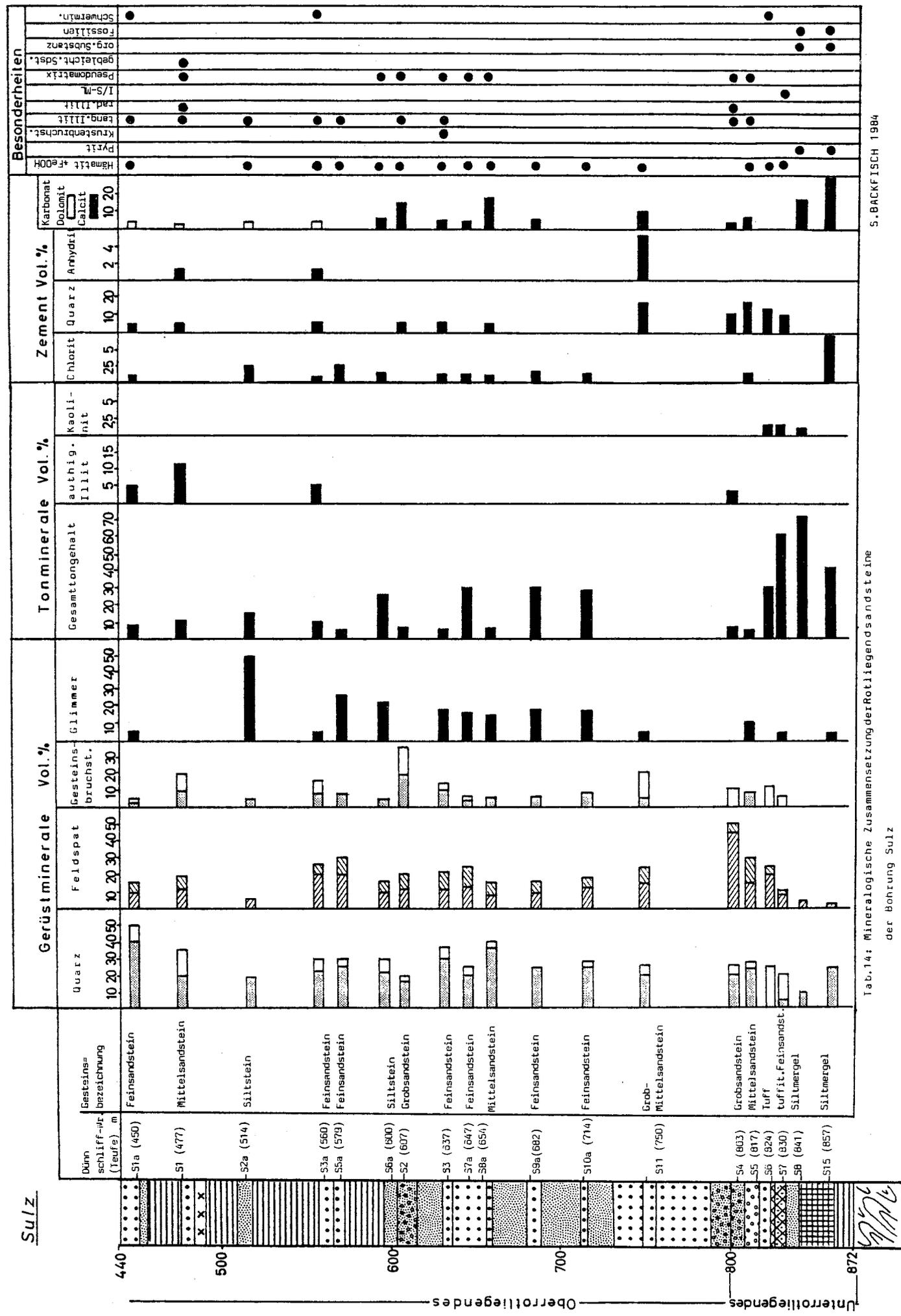
Neibshheim 1



ET = 1341 m

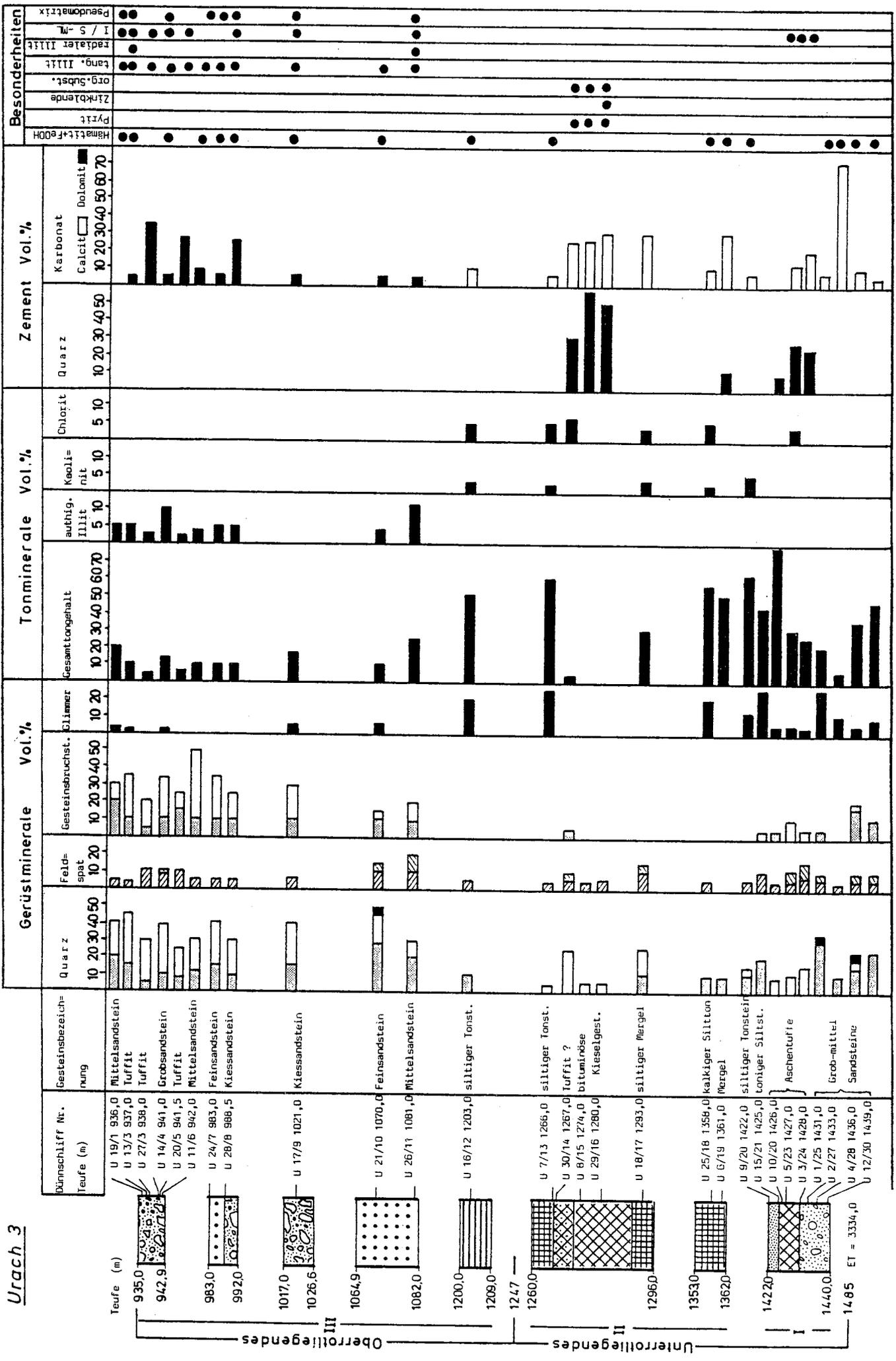
S. BACKFISCH 1984

Tab. 13: Korrelation der Gefügemerkmale mit Tonmatrix und den wichtigsten Porenzementen



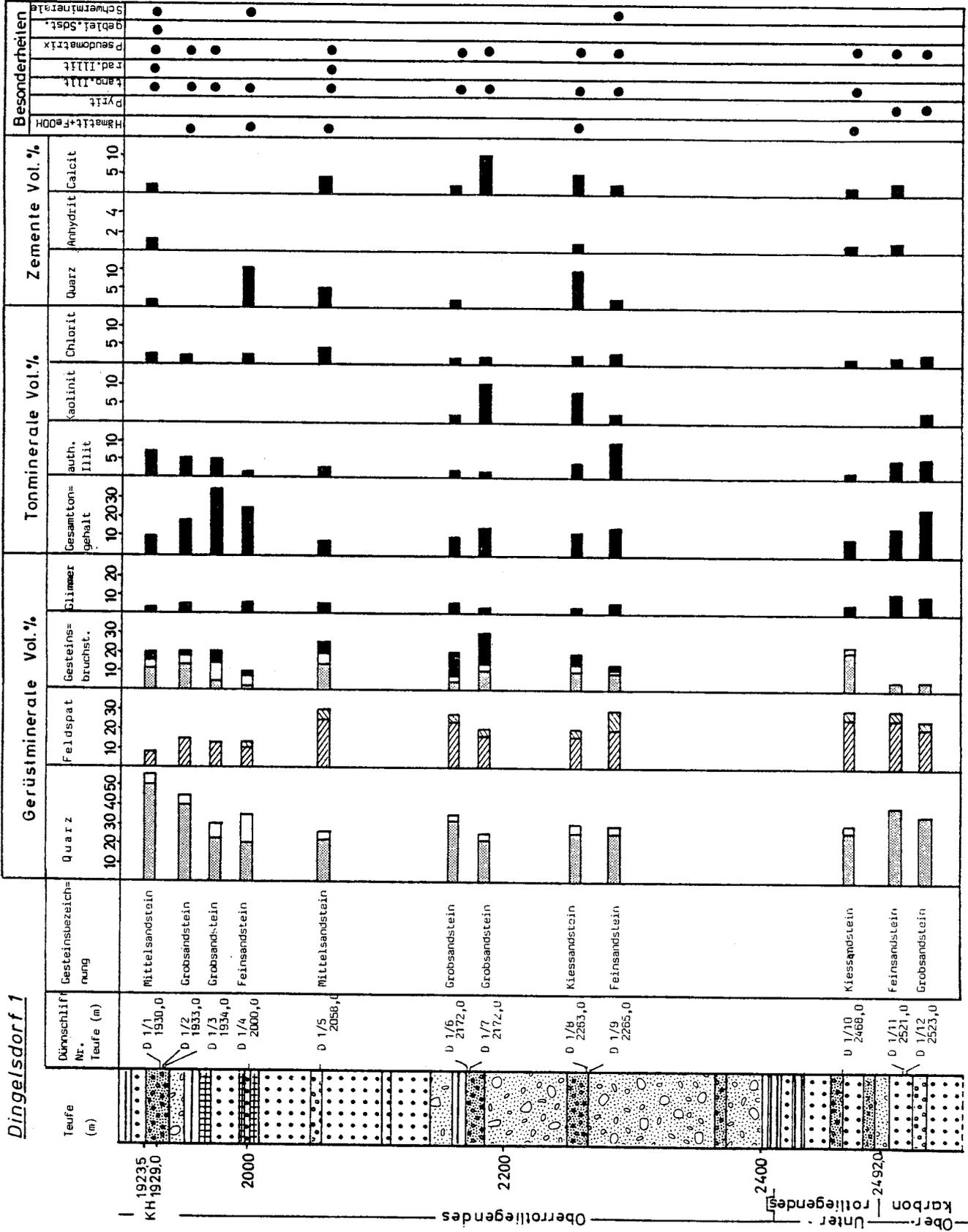
Tab. 14: Mineralogische Zusammensetzung der Rotliegendes Sandsteine der Bohrung Sulz

Urach 3



Tab. 1b: Mineralogische Zusammensetzung der Rotliegendesandsteine der Behring Urach 3

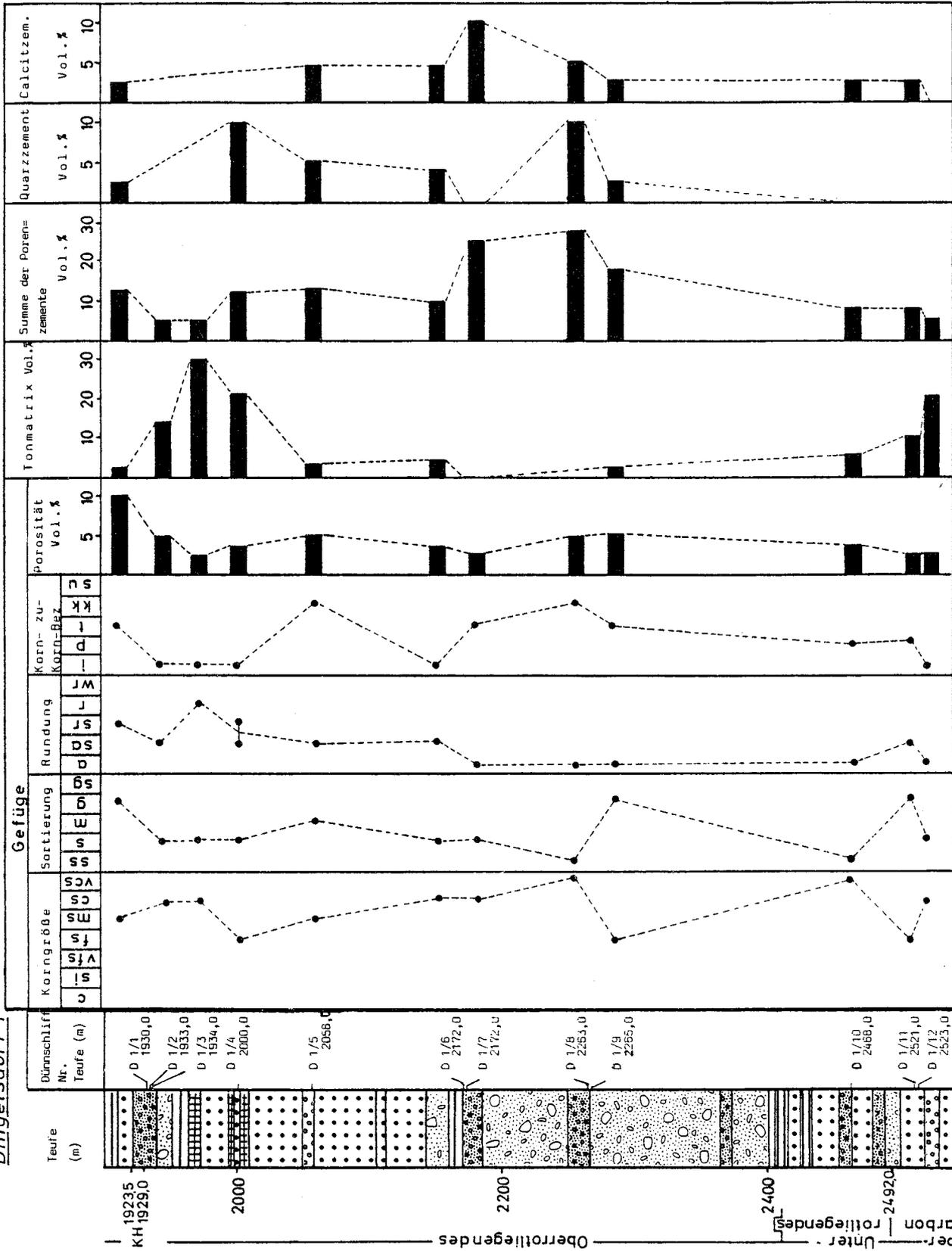
Dingelsdorf 1



Tab. 18: Mineralogische Zusammensetzung der Rotliegendesandsteine der Bohrung Dingelsdorf 1

Et = 2705,2 m

Dingelsdorf 1

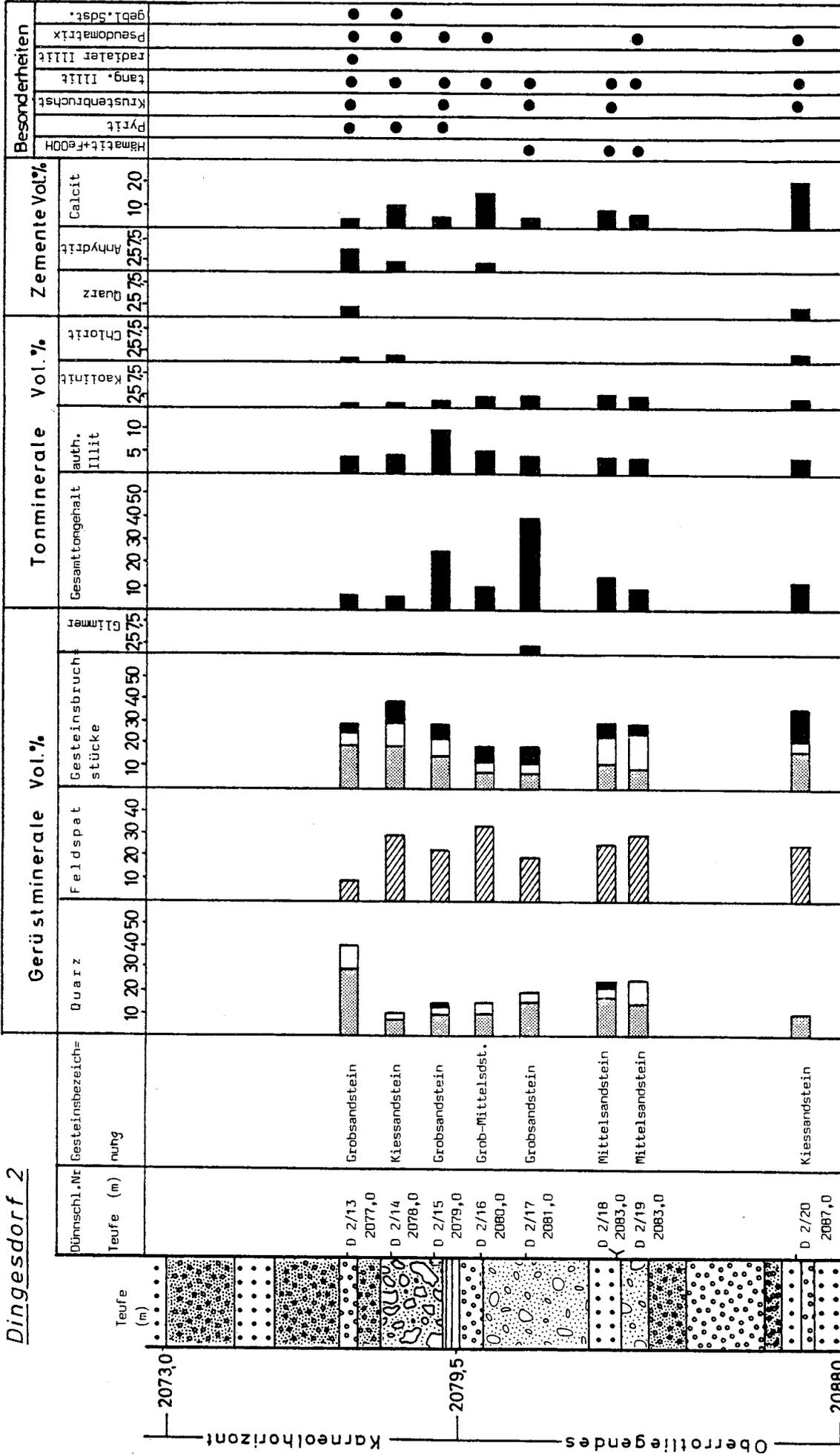


S. BACKFISCH 1984

Tab.19: Korrelation der Gefügekernale mit Tonmatrix und den wichtigsten Porenzementen

ET = 2705,2 m

Dingesdorf 2

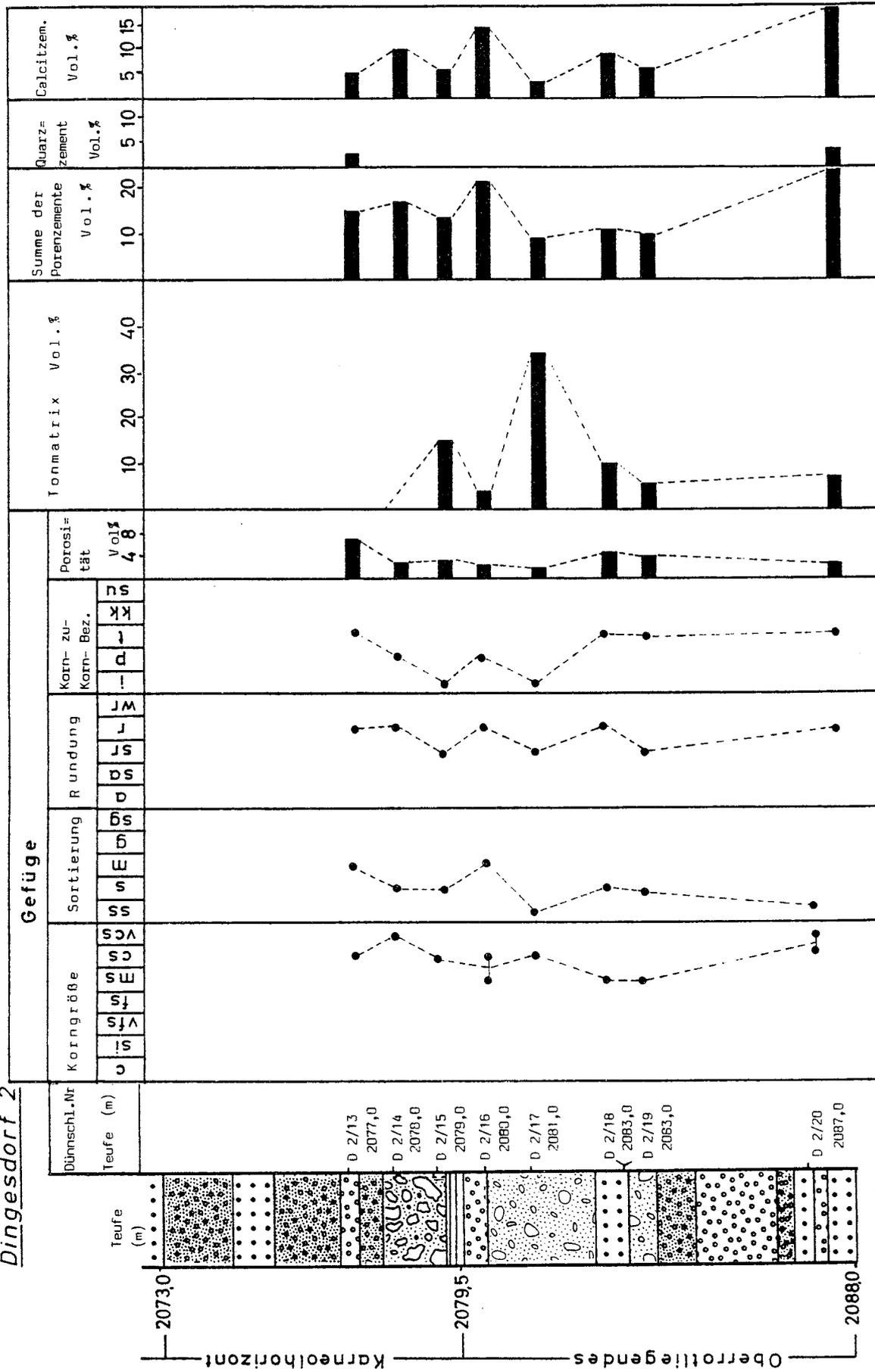


S. BACKFISCH 1984

Tab. 20: Mineralogische Zusammensetzung der Rotliegendesandsteine der Bohrung Dingesdorf 2

ET = 2089,0 m

Dingesdorf 2



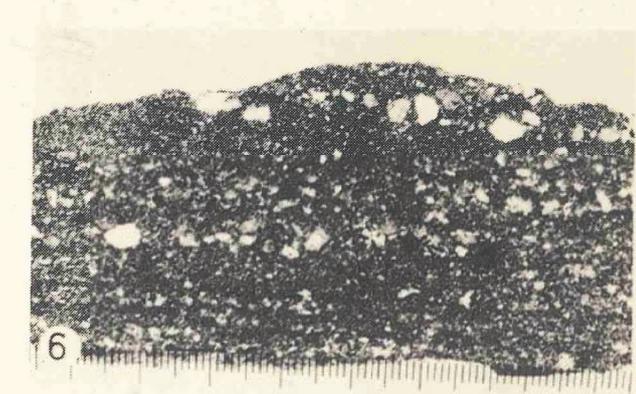
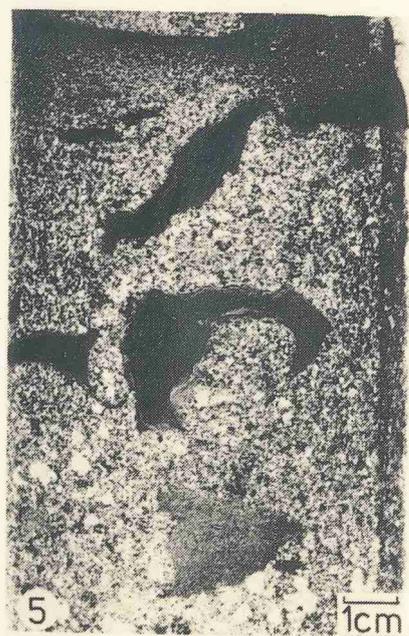
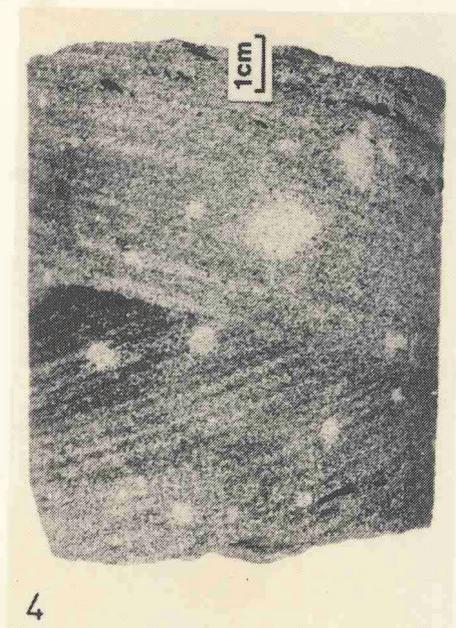
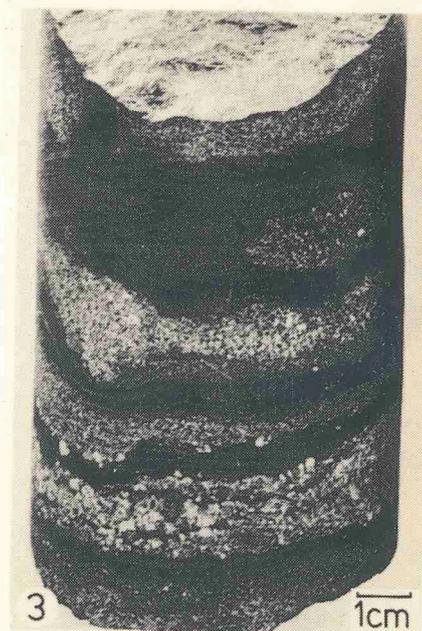
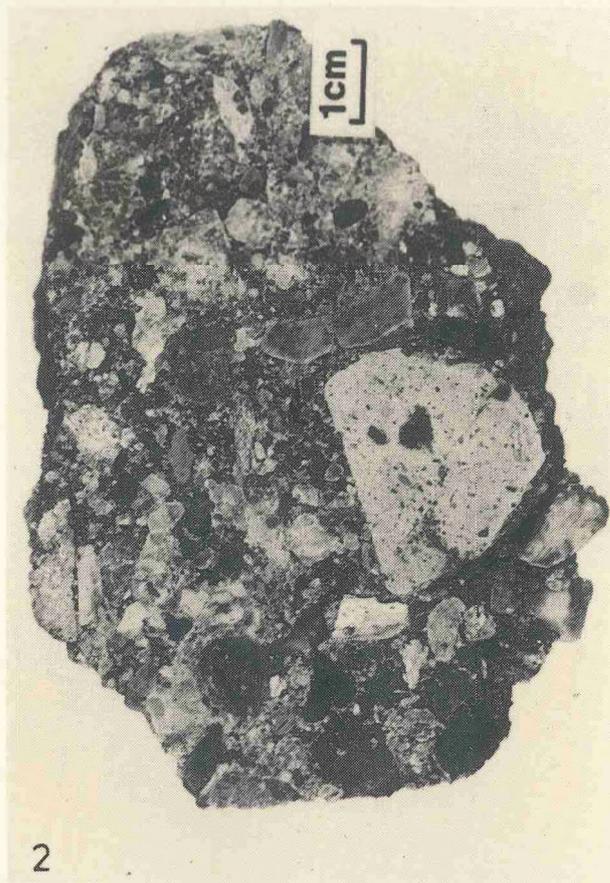
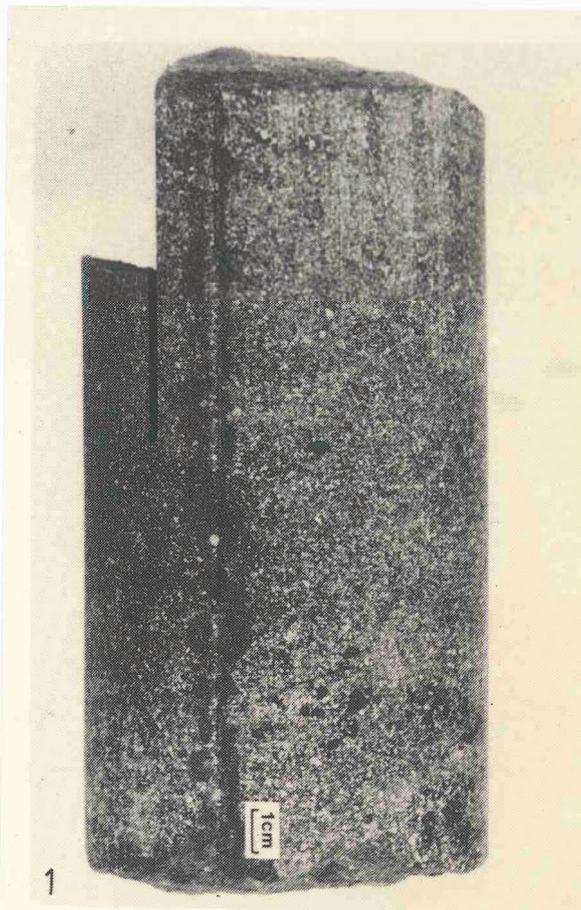
ET = 2088,0 m

Tab.21: Korrelation der Gefügekernale mit Tonmatrix und den wichtigsten Porenzementen

T a f e l 1

Bildungsfazies

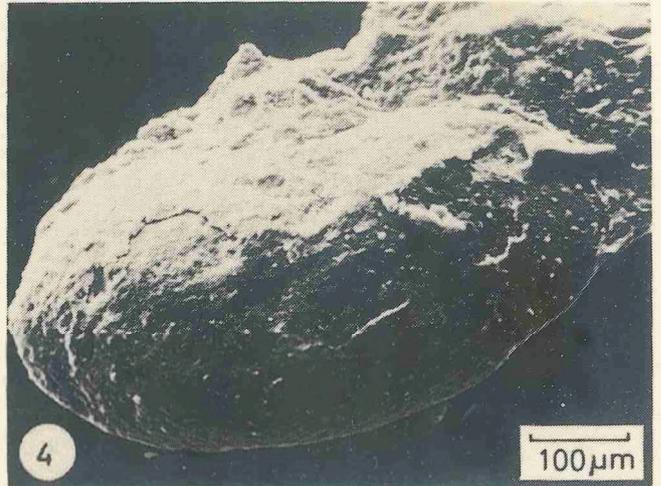
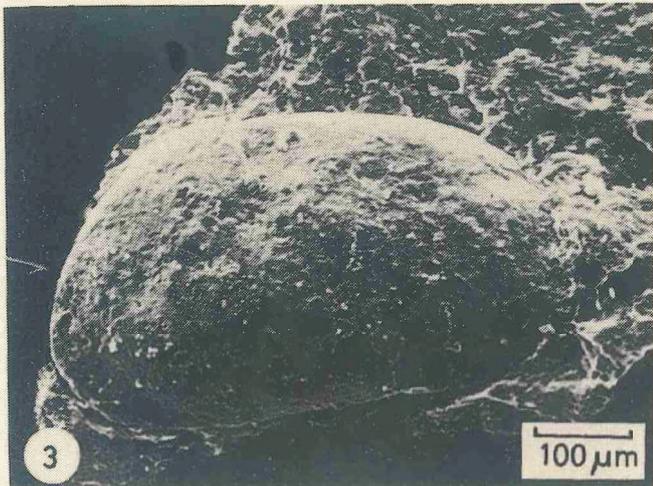
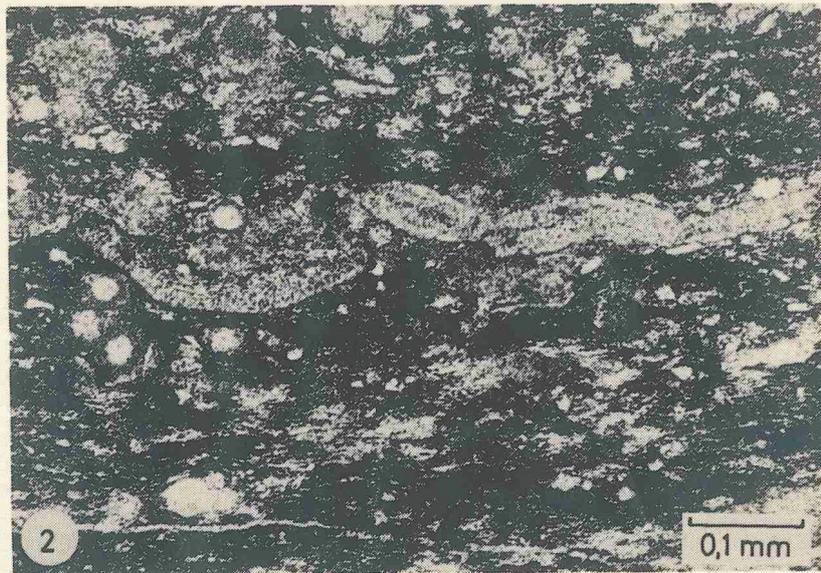
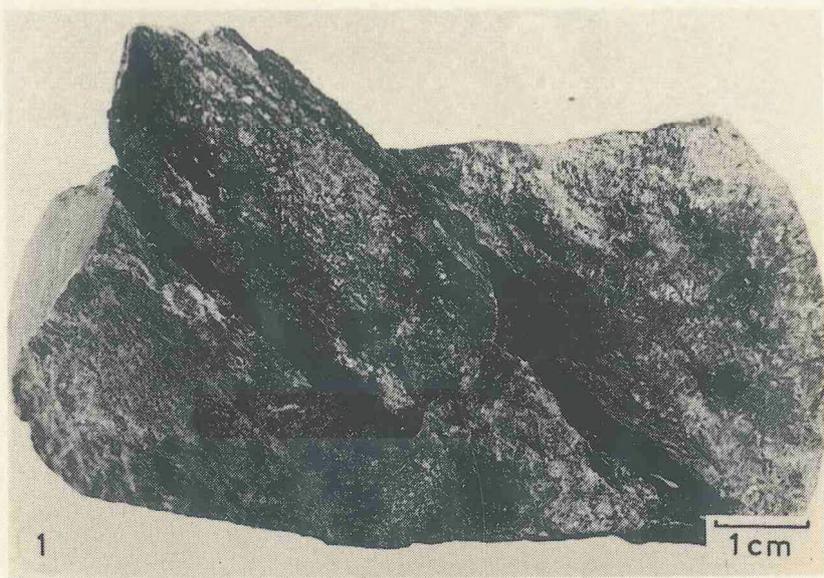
- Bild 1: "mud-flow", feldspatreich; überwiegend eckige Komponenten in toniger Matrix; Gefüge "matrix-supported". Bohrung Urach 3, Unterrotliegendes, Probe U 4/28, Teufe = 1 436,00 m.
- Bild 2: "debris-flow" mit eckigen bis gut gerundeten Komponenten aus permischen Vulkaniten (Quarzporphyre und verkieselte Tuffe) in sandiger Grundmasse; Gefüge "clast-supported". Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 18/9, Teufe = 618,50 m.
- Bild 3: Sandstein-Siltstein-Wechselagerung; Sandsteinlagen sind "channel"-förmig in den liegenden Siltstein eingetieft; "stream-channel deposits". Bohrung Staufenberg, Unterrotliegendes, Probe T3A 118, Teufe = 638,50 m.
- Bild 4: Schräggeschichteter, mittelkörniger Sandstein mit Bleichungsflecken; fluviatiles Sediment. Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 13/13, Teufe = 898,80 m
- Bild 5: Aufgearbeitete Tonklasten in Sandstein (intraformationelle Brekzie). Bohrung Staufenberg, Stefan, Probe T3A 144, Teufe = 736,00 m.
- Bild 6: Horizontalgeschichteter Sandstein mit schichtparallelen Konglomeratlagen aus Milchquarzen und plutonischen Gesteinsbruchstücken; Wadis sediment. Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 8/13, Teufe = 684,90 m.
- Bild 7: Glimmerreicher, siltiger Tonstein mit calcitisch erhaltener Lebensspur. Bohrung Staufenberg, Oberrotliegendes, Probe T3A 12, Teufe = 30,68 m.



T a f e l 2

Figurierte organische Reste

- Bild 1: Holzrest in kohligem Sandstein.
Bohrung Staufenberg, Unterrotliegendes,
Probe T₃A95, Teufe = 782,92 m.
- Bild 2: Siltmergel mit schichtparallel einge-
regelten Ostracodenlängs- und -quer-
schnitten (kreisrund), Mollusken- und
Knochenbruchstücken und organischer
Substanz (C_{org}-Gehalt: 2,29 %).
Bohrung Sulz, Unterrotliegendes,
Probe S 9, Teufe = 847,00 m.
- Bild 3: Carbonita inflata (JONES & KIRKBY) in
Steinkernerhaltung aus Probe S 9 (Bild 2).
- Bild 4: Carbonita salteriana (JONES) in Steinkern-
erhaltung aus der Probe S 9 (Bild 2).



T a f e l 3

Bituminöse Kieselgesteine aus dem Unterrotliegenden der Forschungsbohrung Urach 3

Bild 1: Handstück eines bituminösen Kieselgesteins mit runden (Lapilli?) und scherbenförmigen (shards?) Komponenten in bituminöser Matrix (C_{org} -Gehalt: 5,14 %).
Probe U 8/15, Teufe = 1 274,00 m.

Bild 2: Kugelförmige Quarzaggregate, die aus xenomorphen bis hypidiomorphen Quarzkristallen aufgebaut werden. Im Zentrum und zwischen den Kugeln befindet sich organisches Material (C_{org} -Gehalt: 3,21 %).
Probe U 29/16, Teufe = 1 280,00 m; Dünnschliff, // N.

Bild 3: Band von syngenetisch gebildeten Zinkblendekristallen. Anschliff der Probe U 29/16, // N.

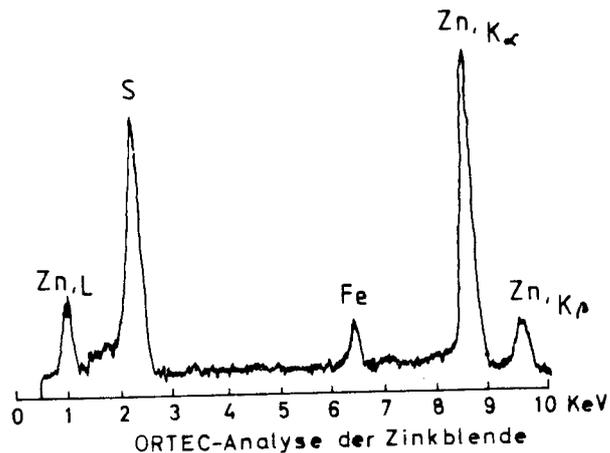


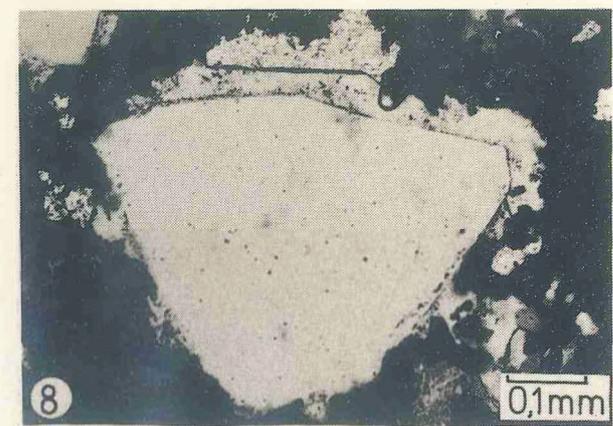
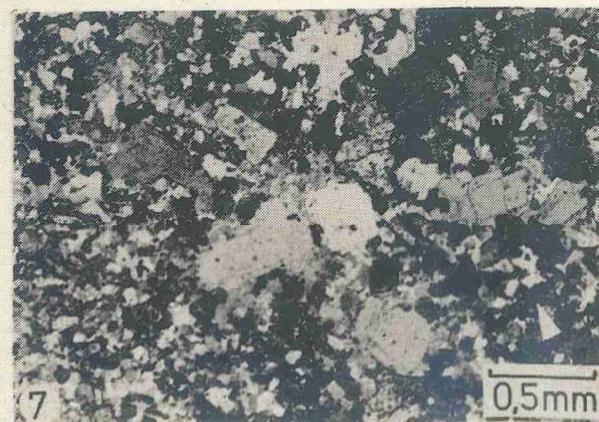
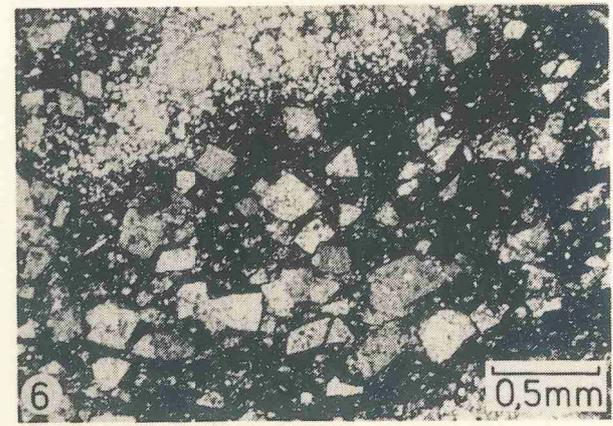
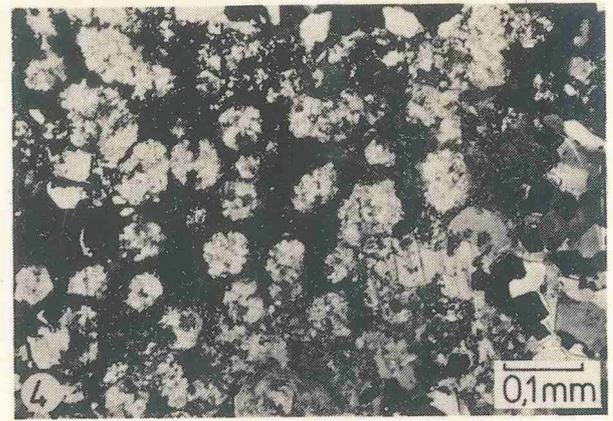
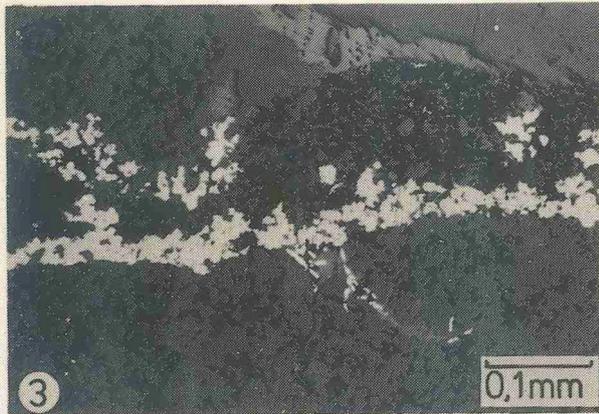
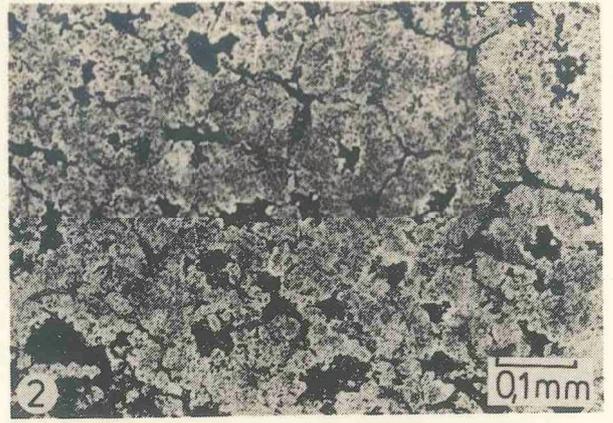
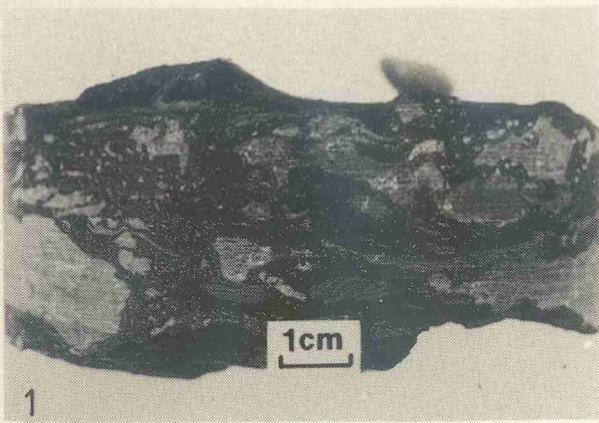
Bild 4: Calcitische Sphärolithe in organischer Substanz; Algenreste?
Probe U 8/15, Teufe = 1 274,00 m; Dünnschliff, // N.

Bild 5: Dünnschliff eines Einsprenglings der Probe U 8/15 (Bild 1 und 2). Rechter und linker Bildrand gefügebauende, feinkristalline Matrix und gröber kristalliner Quarz; in der Bildmitte größere, idiomorphe Quarzkristalle, die in eine offene Pore gewachsen sind. Pore mit Calcitcement gefüllt.
+ N.

Bild 6: Dünnschliff der organischen Matrix der Probe U 8/15 (Bild 1 und 2). Paralleltexturierte organische Substanz mit Calcit rhomboedern. 1/2 + N.

Bild 7: Vulkanoklastreicher Sandstein mit vulkanischen Quarzen und Feldspäten sowie kieseliger Grundmasse; syntaxiale Quarzanwachssäume, polykristalliner Quarz cement, organische Substanz (Pfeil); C_{org} -Gehalt: 1 %. Probe U 30/14, Teufe = 1 267,00 m; Dünnschliff, 1/2 + N.

Bild 8: Vulkanischer Quarz aus Probe U 30/14 (Bild 7) mit syntaxialem Quarzanwachssaum. + N.

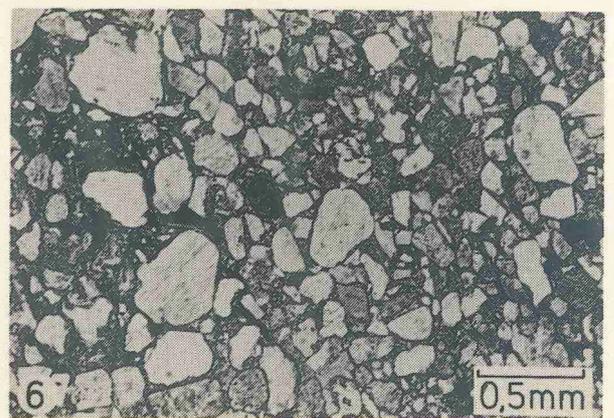
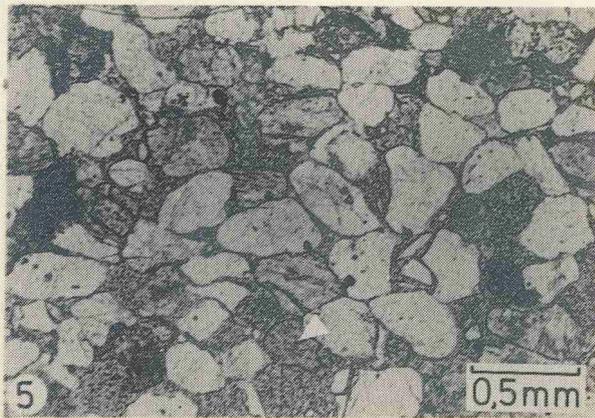
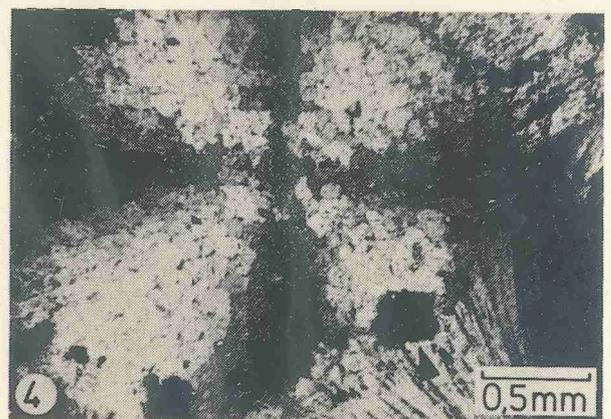
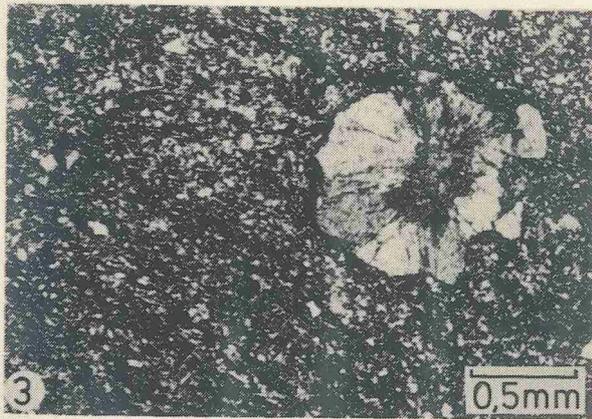
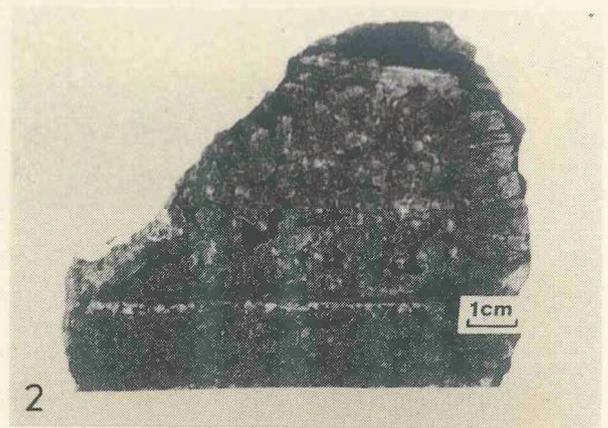


T a f e l 4

Bild 1-4: "mud-flow" mit Calcitsphärolithen

Bild 5-8: Gefügeeigenschaften einiger Sandsteine

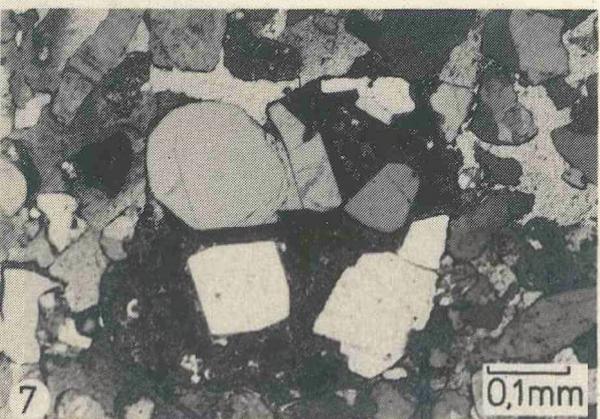
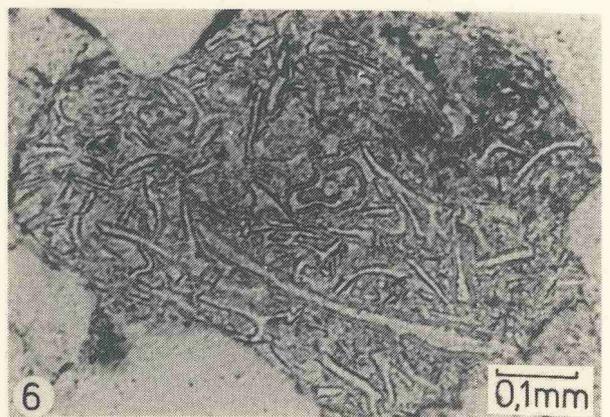
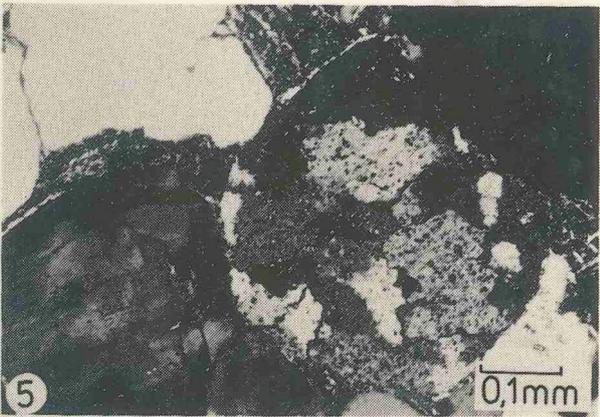
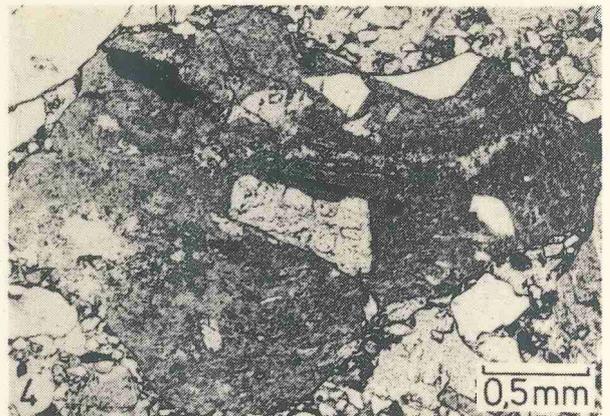
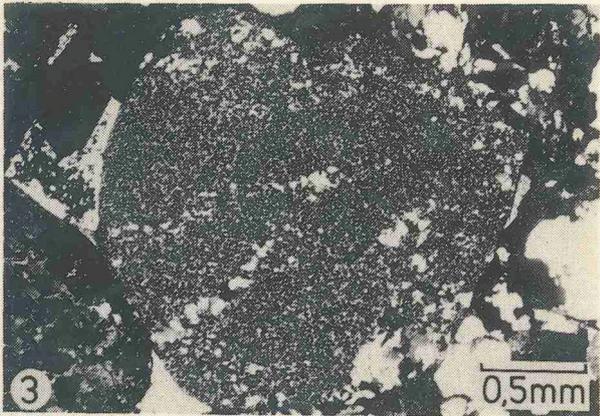
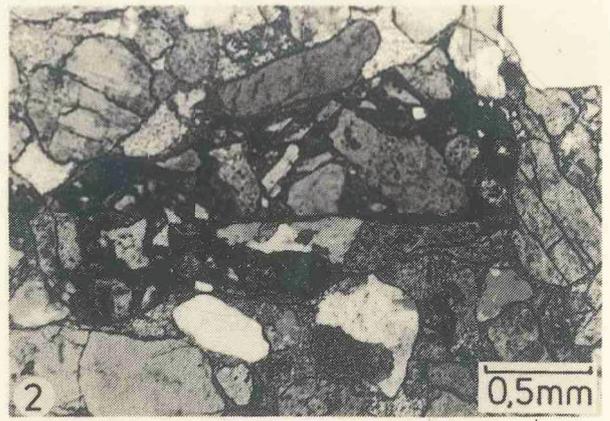
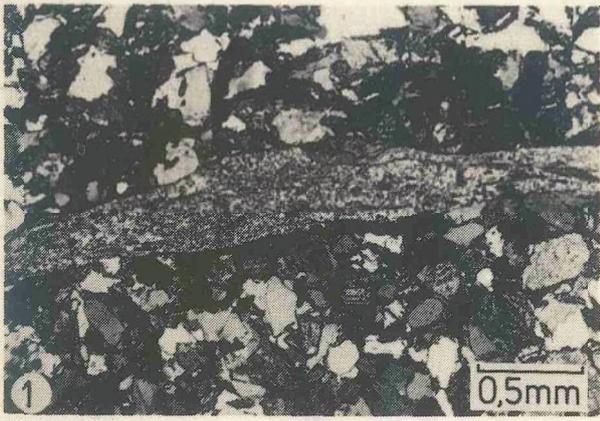
- Bild 1 und 2: Kernstück von innen und außen mit Calcitsphärolithen; sie sind Bestandteil eines knollenförmigen Einschlusses, welcher am Rand eine pfeilerförmige Anordnung besitzt (Bild 2, rechte Seite). Bei dem Gestein handelt es sich um einen "mud-flow".
Bohrung Urach 3, Unterrotliegendes, Probe U 2/27, Teufe = 1 433,00 m.
- Bild 3: Dünnschliffaufnahme eines Siltsteines mit Calcitsphärolith.
Bohrung Urach 3, Unterrotliegendes, Probe U 1/25, Teufe = 1 431,00 m; + N.
- Bild 4: Dünnschliff eines Calcitsphärolithen der Probe U 2/27 (Bild 1 und 2) mit stehendem Brewsterkreuz und Siltsteineinschluß (Pfeil). + N.
- Bild 5: Dünnschliff eines mittelkörnigen Sandsteins mit gut gerundeten Komponenten und guter Sortierung. Reifeinversion: der Anteil an Feldspat (Pfeil) ist ungefähr so hoch wie jener an Quarz und plutonischen Gesteinsbruchstücken; um die Körner Illit-"rims".
Bohrung Sulz, Oberrotliegendes, Probe S 1, Teufe = 477,00 m; // N.
- Bild 6: Sandstein mit bimodaler Korngrößenverteilung; die Komponenten der mittelkörnigen Fraktion zeigen gute Rundung, die Körner der feinkörnigen Fraktion sind eckig bis kantengerundet. Zwischen und um die Gerüstminerale liegen Eisenoxid-"coatings" und -matrix.
Bohrung Urach 3, Oberrotliegendes, Probe U 21/10, Teufe = 1 070,00 m; Dünnschliff, // N.
- Bild 7: Grobkörniger, schlecht sortierter, gesteinsbruchstück- und feldspatreicher Sandstein mit Karbonatzement. Der Calcit (C) verdrängt Feldspat (F); um die Gerüstminerale Illit-"coatings".
Bohrung Dingelsdorf 2, Oberrotliegendes, Probe D 2/20, Teufe = 2 087,00 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 8: Dolomitisch zementierter Tuffit mit vulkanischen, kataklastischen Quarzen.
Bohrung Urach 3, Oberrotliegendes, Probe U 27/13, Teufe = 938,00 m; Dünnschliff, + N.



T a f e l 5

Gesteinsbruchstücke

- Bild 1: Karbonatkruste mit Paralleltextur in feldspatführendem, schlecht sortiertem Sandstein mit wenig gerundeten Körnern, die kieselig zementiert ist. Um die Körner liegen Eisenoxid-"rims".
Bohrung Sulz, Oberrotliegendes, Probe S3, Teufe = 637,00 m;
Dünnschliff, + N.
- Bild 2: Krustenbruchstück, bestehend aus Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken, die von Eisenoxidzement verkittet werden.
Bohrung Dingelsdorf 2, Oberrotliegendes Probe D 2/20,
Teufe = 2 087,00 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 3: Sehr gut gerundetes, vulkanisches Gesteinsbruchstück, bestehend aus mikrokristallinem Quarz ("chert"), der sich bei der Devitrifizierung von vulkanischem Glas gebildet hat.
Bohrung Allmersbach Bl, Probe A 18/9, Teufe = 618,50 m;
Dünnschliff, + N.
- Bild 4: Quarzporphyrgeröll mit Fließtextur, Splitterquarzen und Feldspat.
Bohrung Allmersbach Bl, Oberrotliegendes, Probe A 6/15,
Teufe = 693,20 m; Dünnschliff, // N.
- Bild 5: Sehr gut gerundetes Quarzporphyrgeröll mit Felderstrukturen aus xenomorphen, einschlußreichen Quarzen, die durch Devitrifizierung entstanden sind.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 14/15,
Teufe = 925,50 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 6: Vulkanisches Gesteinsbruchstück mit glasigen Reliktstrukturen; heute entglast.
Bohrung Neibsheim 1, Probe N 13/13, Teufe = 898,80 m;
Dünnschliff, // N.
- Bild 7: Tuffgeröll mit vulkanischen Quarzen in karbonatisch zementiertem Sandstein.
Bohrung Allmersbach Bl, Oberrotliegendes, Probe A 4/17,
Teufe = 700,80 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 8: Metamorphes Gesteinsbruchstück mit authigenem Kaolinit (Pfeile) in Kavernen.
Bohrung Dingelsdorf 1, Oberrotliegendes, Probe D 1/6,
Teufe = 2 173,00 m; Dünnschliff, + N.

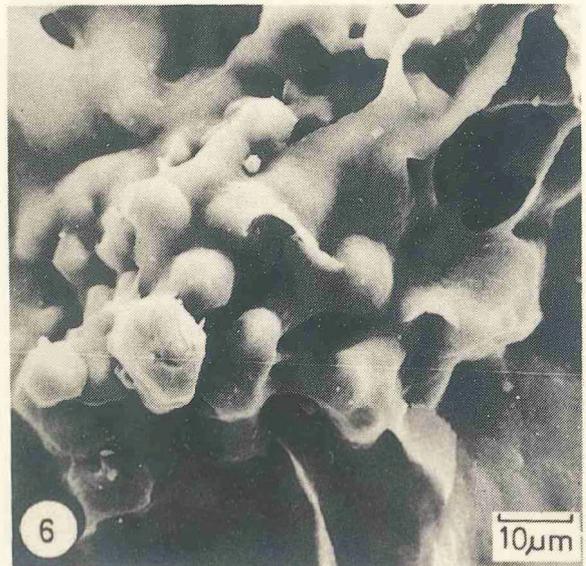
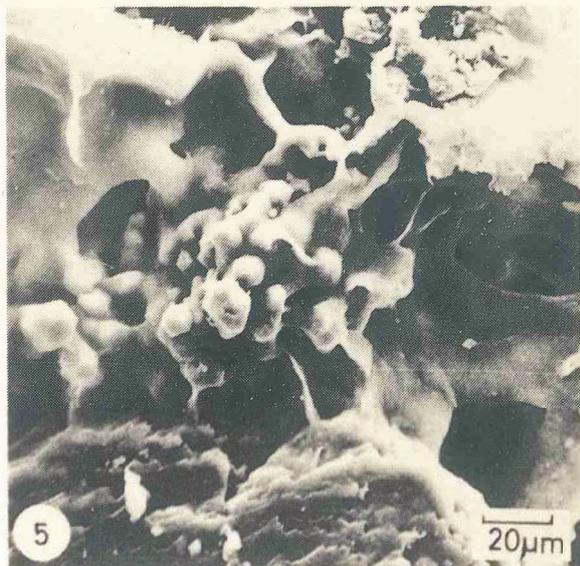
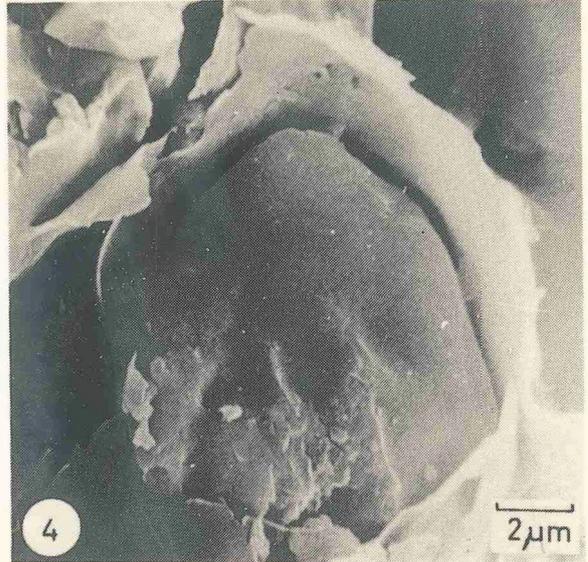
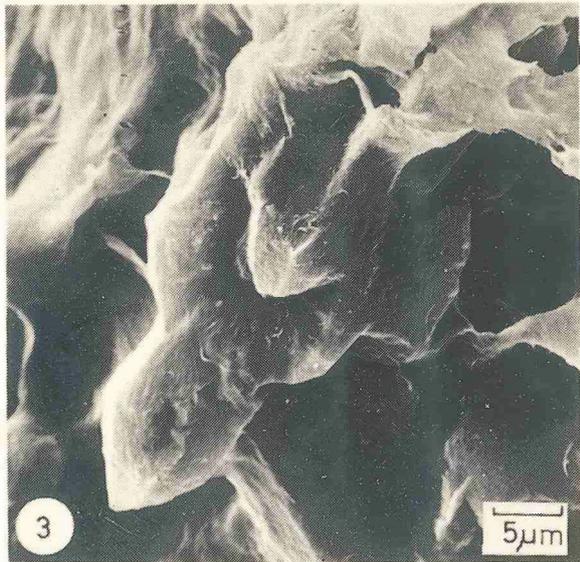
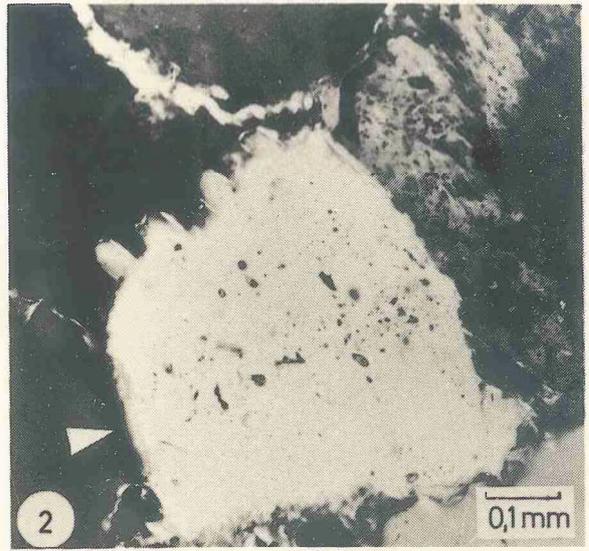
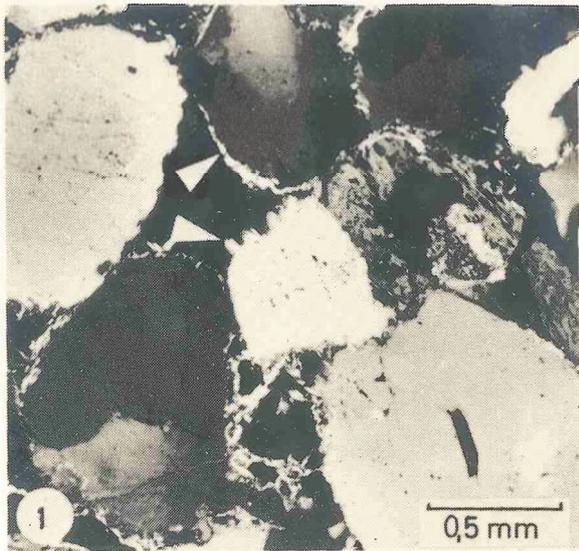


T a f e l 6

Frühdiaogenetische Mineralneubildungen (a)

Nadelquarze und Illit-"coatings"

- Bild 1: Gut sortierter Sandstein mit Nadelquarzaufwachsungen (Pfeil) und Illit-"coatings" um die gesteinsbildenden Minerale (Pfeil).
Bohrung Dingelsdorf 1, oberstes Oberrotliegendes, Probe D 1/1, Teufe = 1 930,00 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 2: Ausschnittvergrößerung von Bild 1: Quarzkorn mit aufgewachsenen langprismatischen Nadelquarzen, die von Illit-"rims" eingehüllt werden. Letztere fehlen zwischen den Kornkontakten (Pfeil).
- Bild 3: Authigene Nadelquarze mit Illitüberzügen, die aus miteinander verwachsenen Einzelaggregaten bestehen.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 12/4, Teufe = 586,90 m; REM.
- Bild 4: Quarzkorn mit Illithülle.
Bohrung Dingelsdorf 1, Oberrotliegendes, Probe D 1/1, Teufe = 1 930,00 m; REM.
- Bild 5 und 6: REM-Aufnahmen der Probe D 1/1 (Bild 1 und 2).
Der einhüllende Illit überzieht die authigenen Quarze und überbrückt Porenräume zwischen den einzelnen Gerüstmineralen.

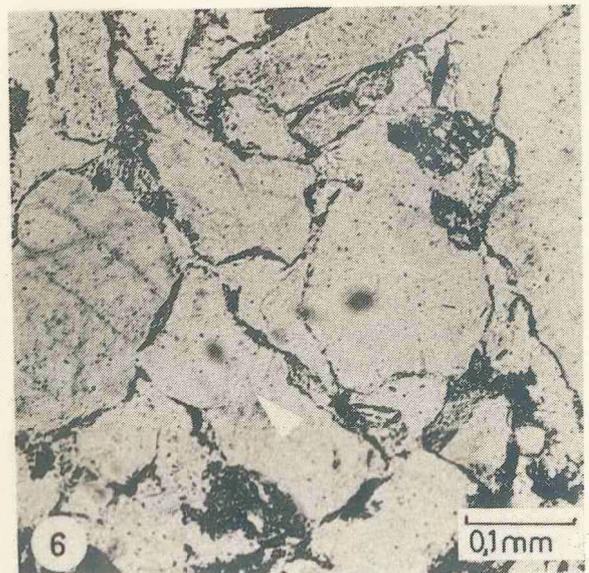
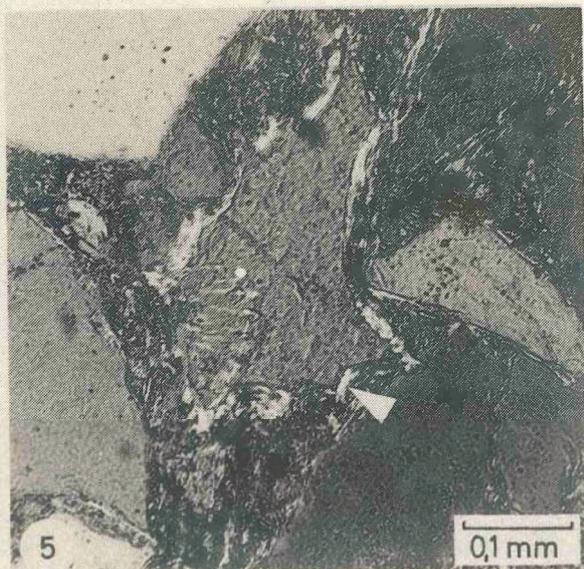
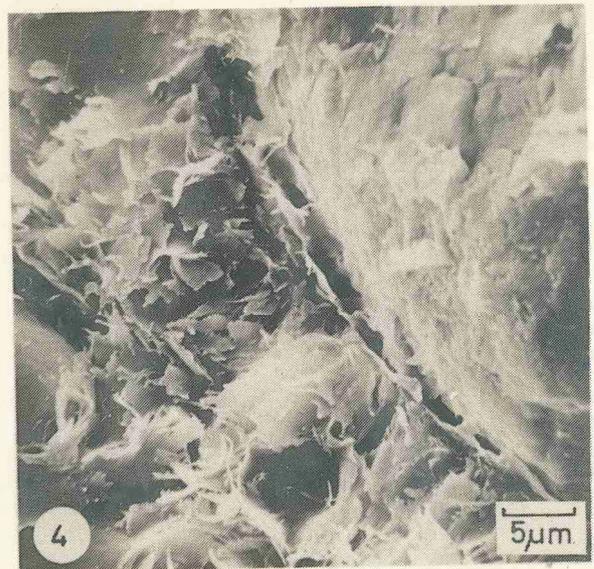
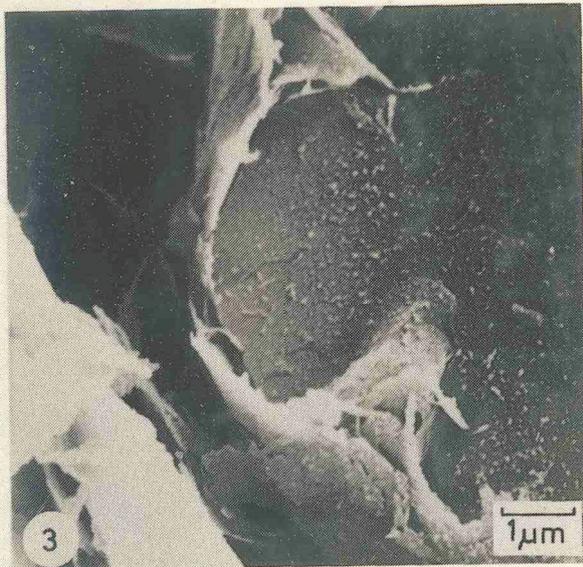
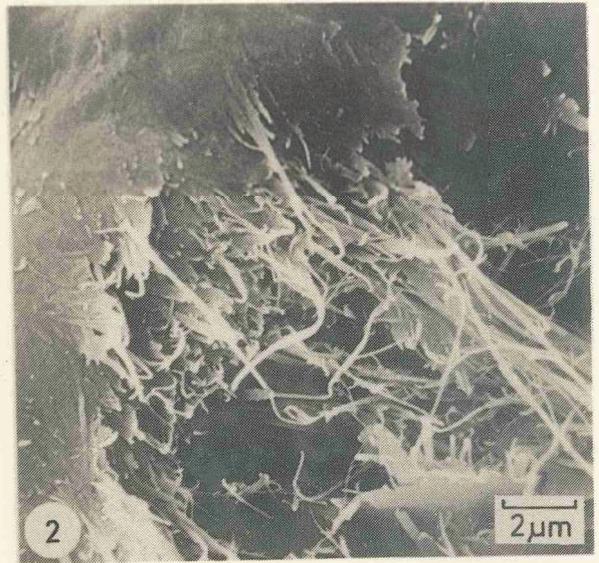


T a f e l 7

Frühdiaogenetische Mineralneubildungen (b)

Illit- und Eisenoxid-"coatings"

- Bild 1: Quarzkorn mit Illit-"coatings", umgeben von Faserilliten.
Bohrung Sulz, Oberrotliegendes, Probe S 1, Teufe = 477,00 m; REM.
- Bild 2: Die Illitfasern wachsen aus den tangentialen Illit-"coatings" in den offenen Porenraum.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 17/3, Teufe = 584,50 m; REM.
- Bild 3: Vulkanischer Quarz mit Korrosionsbucht, die mit Ton gefüllt ist. Das Korn wird von tangentialem Illit eingehüllt.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 5/5, Teufe = 731,95 m; REM.
- Bild 4: Sandkorn mit Illit"coatings". Er liegt nicht unmittelbar auf dem Korn, sondern schließt einen Hohlraum von ca 1 µm Durchmesser ein. Der Porenraum ist von blättchen- und faserförmigen Illiten gefüllt.
Bohrung Sulz, Probe S1, Teufe = 477,00 m; REM.
- Bild 5: Quarzkorn, das von tangentialen Illiten verdrängt wird (Pfeil). Es zeigt konkave Korngrenzen.
Bohrung Dingelsdorf 1, Oberkarbon, Probe D 1/1, Teufe = 2 521,00 m; Dünnschliff, 1/2 + N.
- Bild 6: Eisenoxid-"rims" um Sandkörner; sie besitzen unregelmäßige Dicken und fehlen zwischen primären Kornkontakten (Pfeil).
Bohrung Sulz, Unterrotliegendes, Probe S5, Teufe = 817,00 m; Dünnschliff, + N.



T a f e l 8

Mineralneubildungen der Versenkungsdiagenese (a)

Faserillit

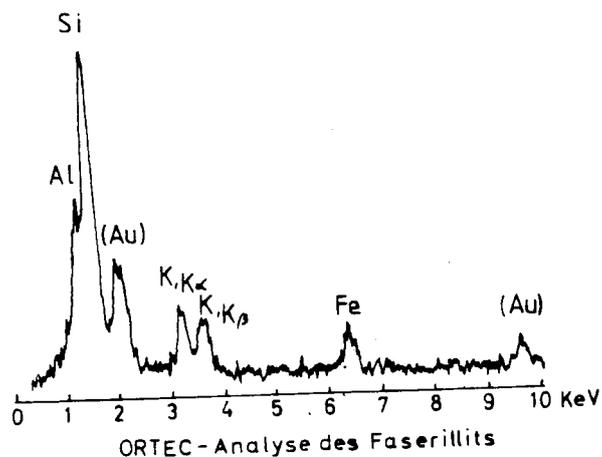
Bild 1 und 2: Gerüstminerale mit Eisenoxid-"coatings", auf die radiale Illite aufgewachsen sind (Pfeil, Bild 2). Der Sandstein besitzt noch offene Restporen (Bild 2).
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 19/19,
Teufe = 1 002,9 m; Dünnschliff, + N.

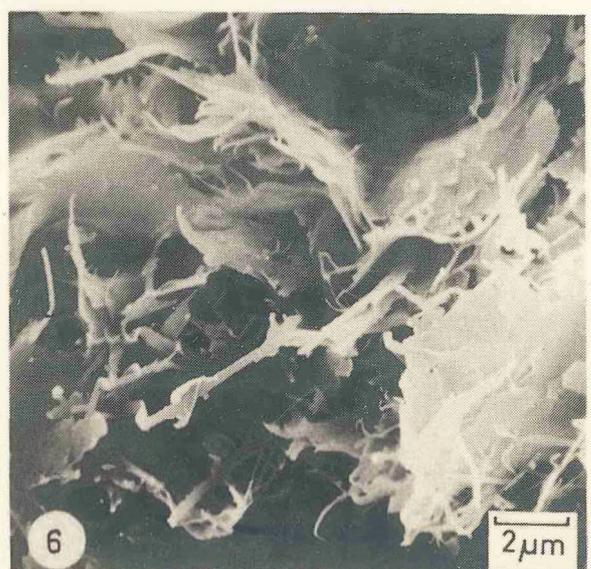
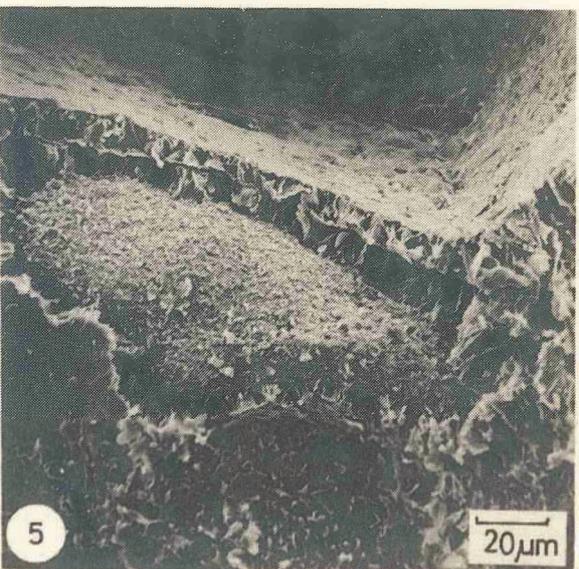
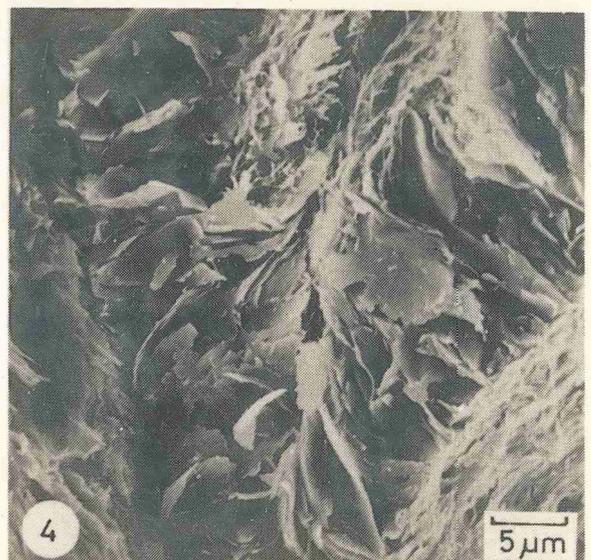
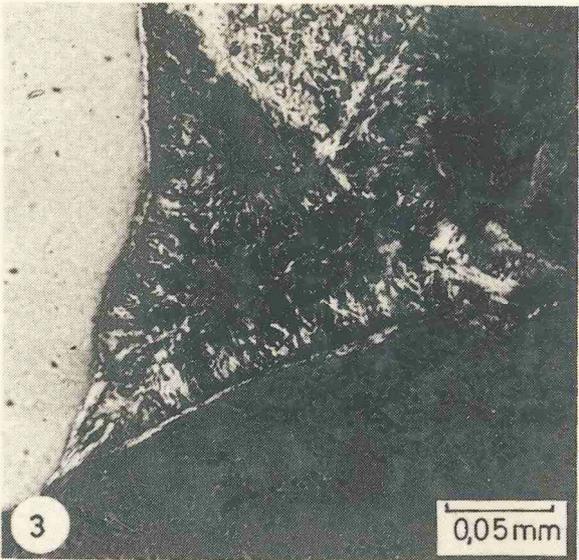
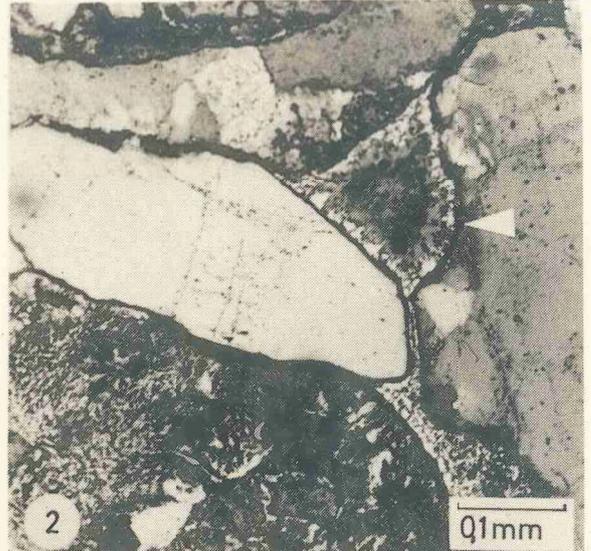
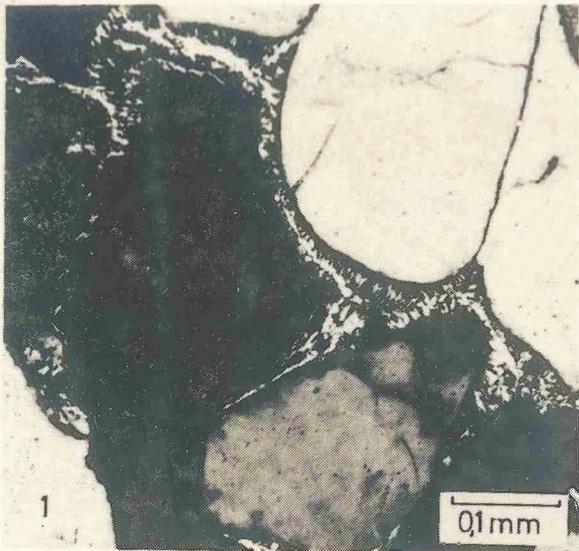
Bild 3: Illit-"rims" auf denen radialer Illit aufgewachsen ist; die "coatings" fehlen zwischen Kornkontakten.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 1/2, Teufe = 701,60 m; Dünnschliff, + N.

Bild 4: Radiale, blättchenförmige Illite, die im Porenraum aufeinander zuwachsen und an freien Blättchenspitzen Faserillite ausbilden.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 18/18, Teufe = 942,90 m; REM.

Bild 5: REM-Aufnahme der Probe N 19/19, Bild 1 und 2. Die Gerüstkörper werden von tangentialen und radialen Illiten umgeben; die radialen Illite wachsen im Porenraum aufeinander zu und verschließen ihn weitgehend.

Bild 6: Faserillite in filigranen Formen. Sie wachsen aus blättchenförmigen Illiten und sind z.T. gekrümmt.
Bohrung Sulz, Probe S1, Teufe = 477,00 m; REM.



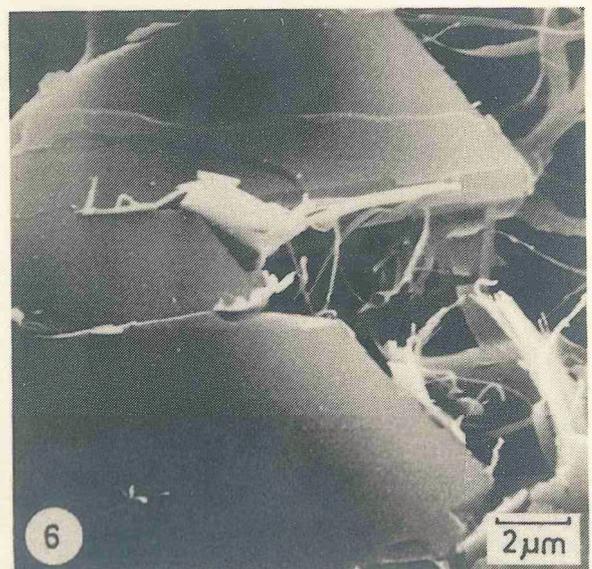
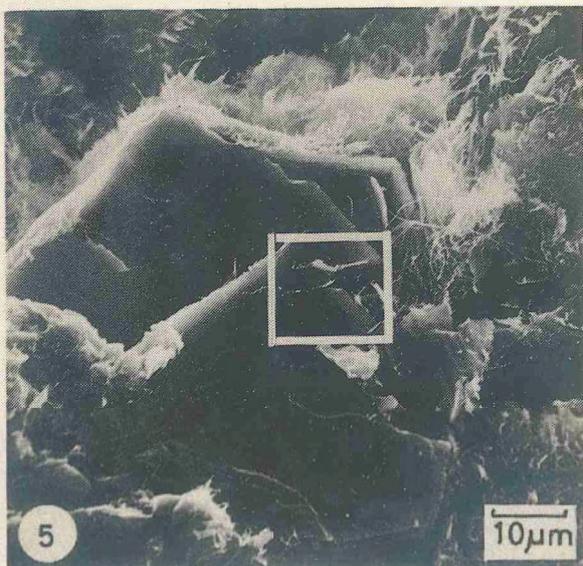
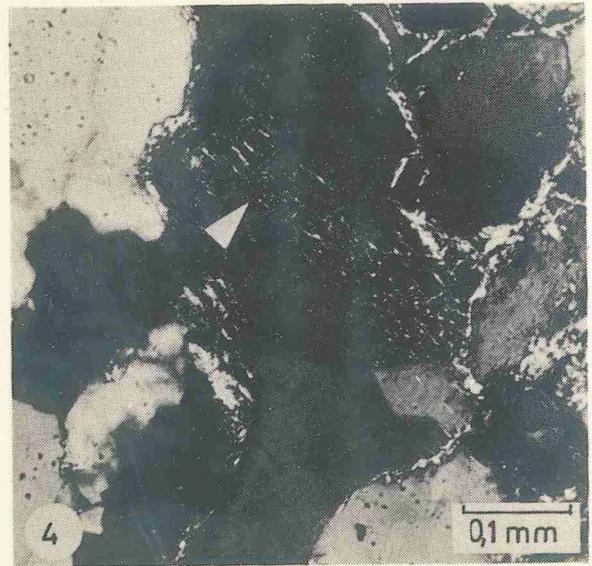
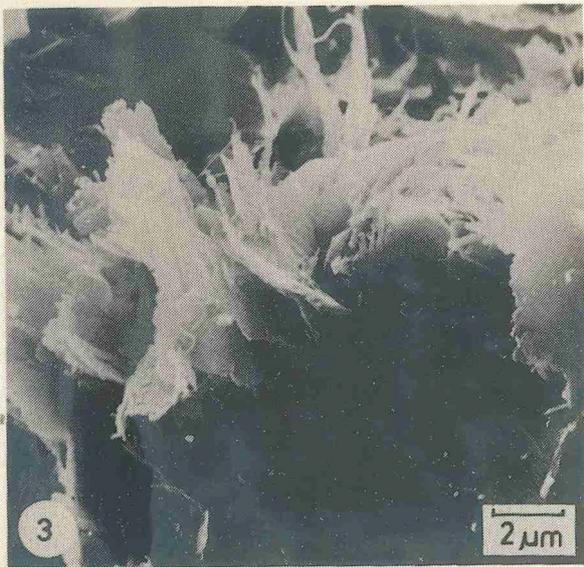
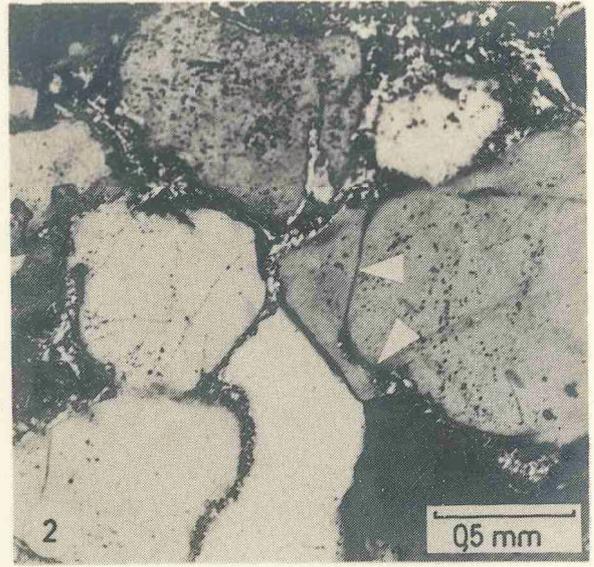
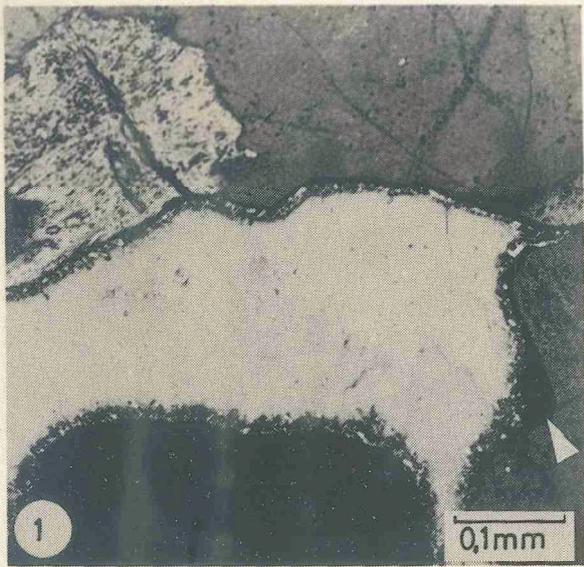


T a f e l 9

Mineralneubildungen der Versenkungsdiagenese (b)

Quarzzement und Faserillit

- Bild 1: Quarzzement, der sich im Anschluß an die Illitauthigenese gebildet hat, verschließt den Porenraum. Um die Gerüstminerale liegen Eisenoxid-"coatings", die auch Buchten ausfüllen (Pfeil).
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 9/9, Teufe = 791,30 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 2: Abfolge der Zemente: Eisenoxid-"coatings" - Faserillit - Quarzzement. Dort, wo die "coatings" vorhanden sind, ist Faserillit aufgewachsen (Pfeil), dort, wo nur Schmutzränder sind, fehlt er (Pfeil). Hier sitzt der Quarzzement der Kornoberfläche direkt auf, während er an den anderen Stellen den radialen Illit einhüllt.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 5/16, Teufe = 699,30 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 3: Quarzzement hüllt radialen Illit ein und bildet dadurch eine gezackte Oberfläche aus; zwischen Illit und Quarz befindet sich ein Hohlraum von 0,5-0,7 μm Breite.
Bohrung Sulz, Unterrotliegendes, Probe S4, Teufe = 803,00 m; REM.
- Bild 4: Quarzzement in einer Sandsteinprobe wird von faserförmigem Illit durchzogen und zerlegt.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 17/3, Teufe = 584,50 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 5 und 6: REM-Aufnahmen von A 17/3 (Bild 4). In den Quarzzement schieben sich faserförmige Illite hinein.

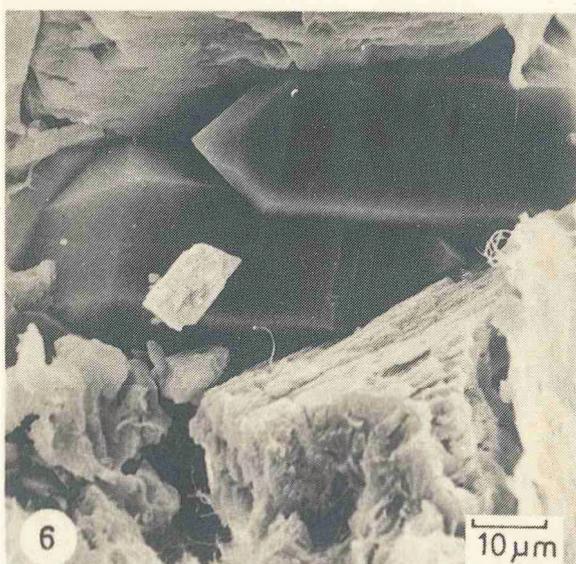
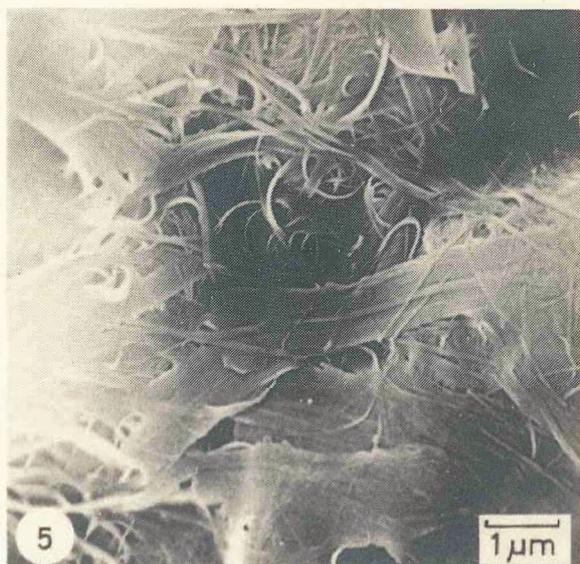
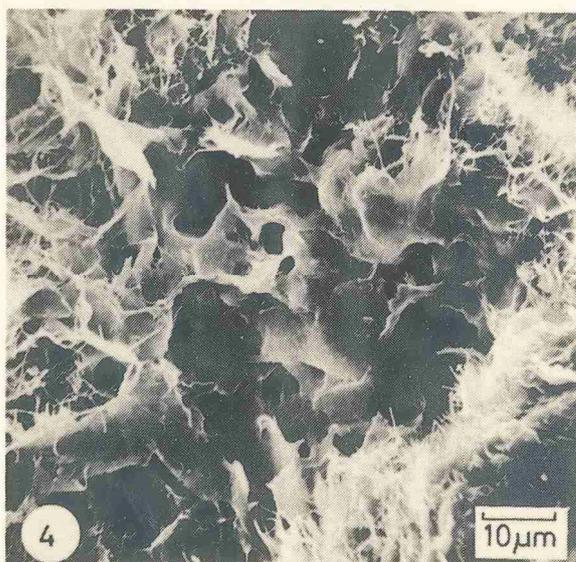
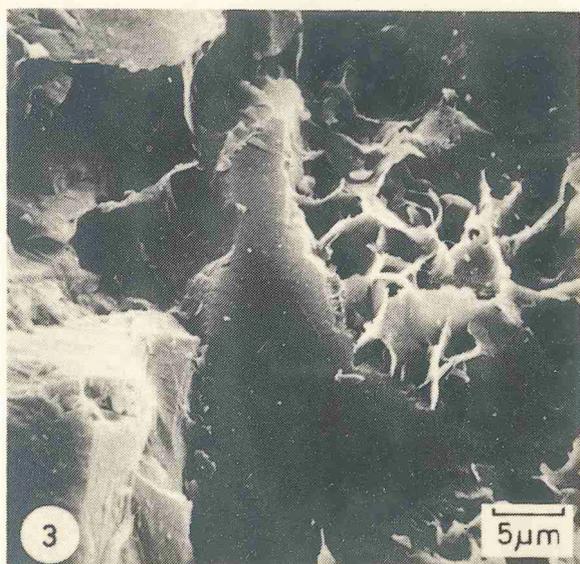
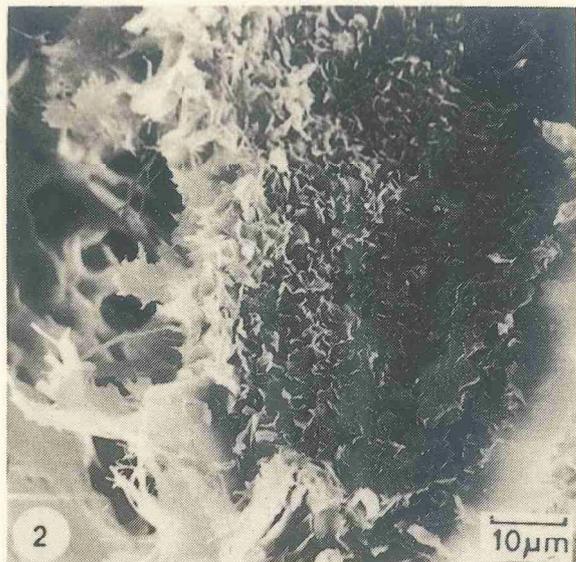
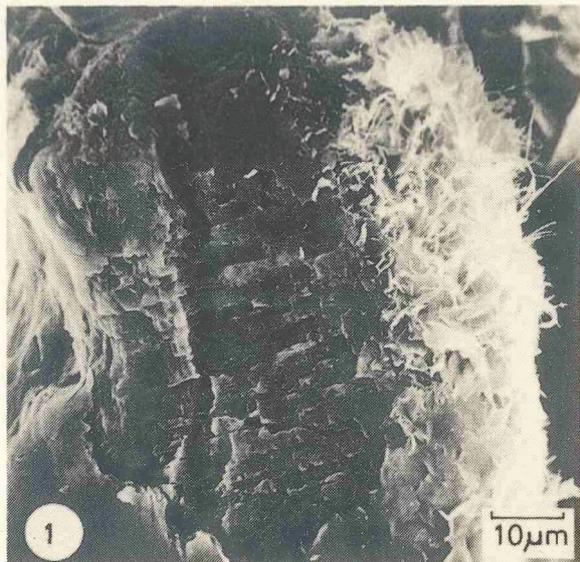


T a f e l 1 0

Mineralneubildungen der Versenkungsdiagenese (c)

Wabenförmige Illite und spät-diagenetisch gebildeter, authigener Quarzzement

- Bild 1: Vakuolisiertes Feldspatkorn, wandelt sich dort, wo es nicht von einer Illithülle umgeben wird, in faserförmigen Illit um.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 13/1, Teufe = 578,30 m; REM.
- Bild 2: Vulkanisches Gesteinsbruchstück aus Tonmineralblättchen; am Rand wachsen faserförmige Illite aus dem Korn.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 18/9, Teufe = 581,00 m; REM.
- Bild 3: Im Porenraum hat sich wabenförmiger Illit im Anschluß an den Quarzzement gebildet.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 8/8, Teufe = 790,90 m; REM.
- Bild 4: Wabenillite, die nach den Faserilliten gebildet wurden, füllen eine Pore vollständig aus; es bestehen nur noch geringe Restporositäten.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 17/3, Teufe = 584,30 m; REM.
- Bild 5: Durch Übereinanderlagern der Illitfasern in Winkeln von 60° und 120° und Ausfachung der Zwischenräume entstehen Illitblättchen mit Glimmerhabitus.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 17/3, Teufe = 584,30 m; REM.
- Bild 6: Spät-diagenetischer Quarzzement in Form authigener Quarze, die im Porenraum der Sandsteine gewachsen sind. Die untere Bildhälfte zeigt ein stark zersetztes Feldspatkorn.
Bohrung Dingelsdorf 1, Oberrotliegendes, Probe D 1/1, Teufe = 1 930,00 m; REM.



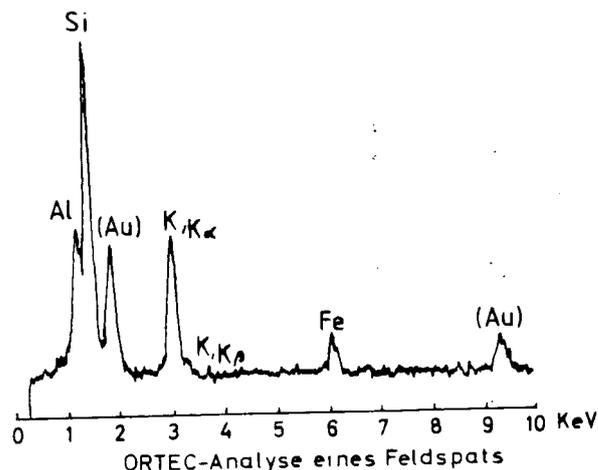
T a f e l 1 1

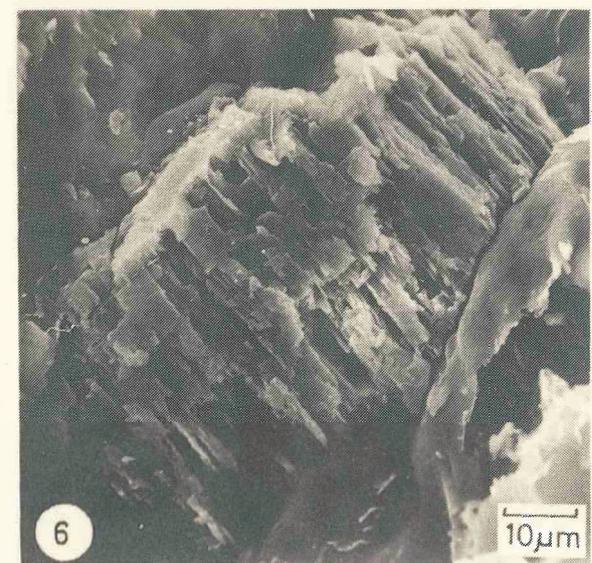
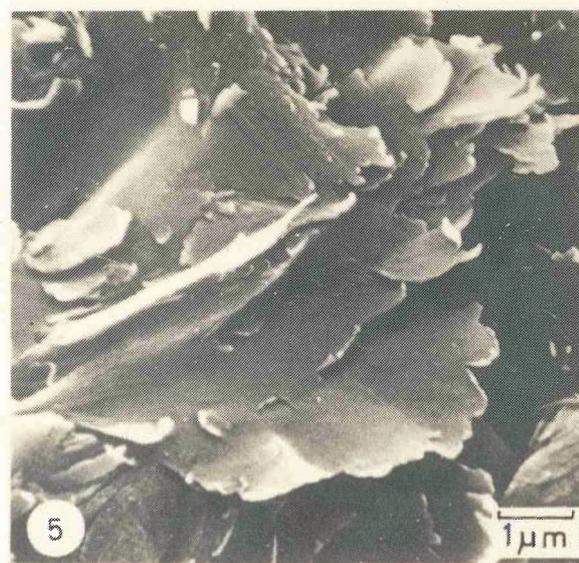
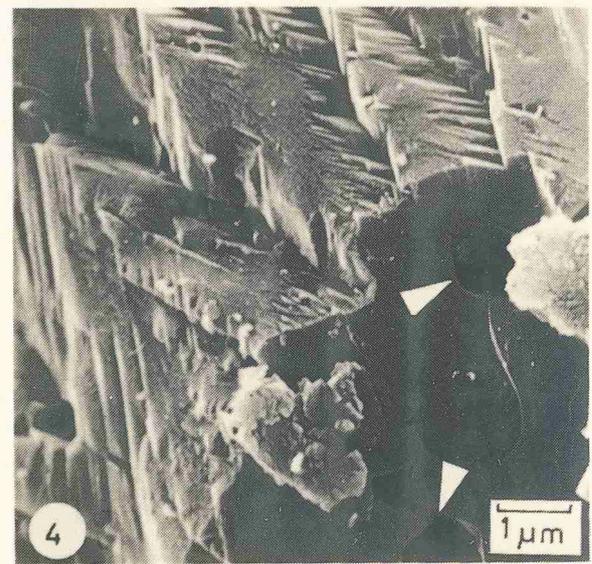
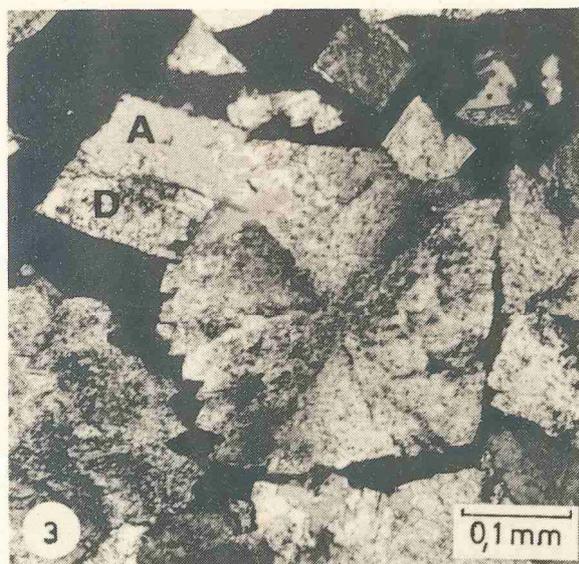
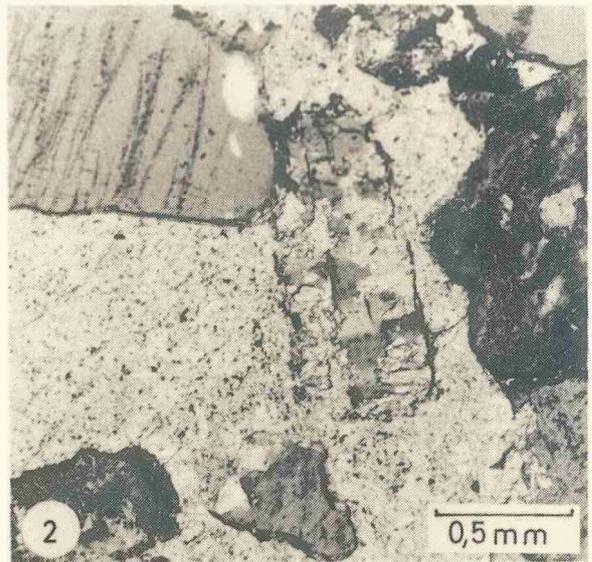
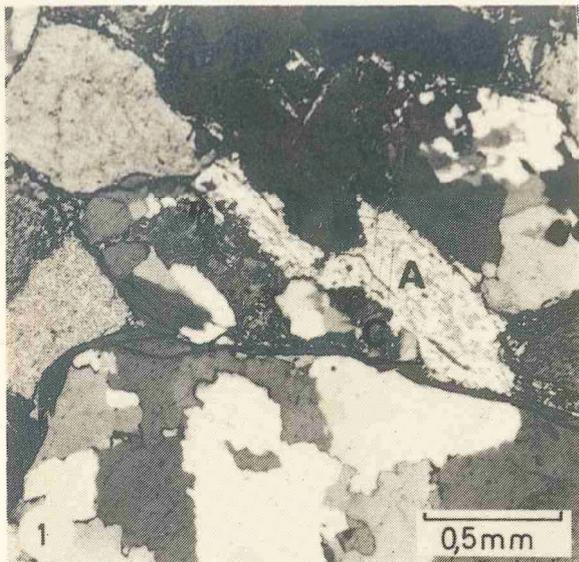
Mineralneubildungen der Versenkungsdiagenese (d)

Bild 1-4: Karbonat- und Anhydritzement

Bild 5-6: Matrixbildende Komponenten

- Bild 1: Anhydritzement mit Spaltrissen (A) verdrängt Feldspatkorn; er wird seinerseits von Calcitzement (C) verdrängt; untere Bildhälfte: Gangquarzgeröll.
Bohrung Dingelsdorf 2, Oberrotliegendes, Probe D 2/14, Teufe = 2 078,00 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 2: Karbonatzement hat Feldspatkörner des Sandsteins weitgehend verdrängt.
Bohrung Sulz, Oberrotliegendes Probe S 8a, Teufe = 654 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 3: Dolomit (D) verdrängt Anhydrit (A). Die Oberfläche des Dolomitrhomboeders wird von eisenoxidischer Matrix treppenförmig angeätzt.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 12/12, Teufe = 830,20 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 4: REM-Aufnahme der Probe N 12/12 (Bild 3); im Karbonat waren authigene Quarze eingeschlossen (Pfeile), die vor dem Dolomit gebildet wurden. Man beachte die Ätzfiguren auf der Dolomitoberfläche.
- Bild 5: Allothigene Tonmineralblättchen (Illit).
Bohrung Neibsheim, Oberrotliegendes, Probe N 2/1, Teufe = 697,95 m; REM.
- Bild 6: Stark vakuolisierter Feldspat, der im Gegensatz zu dem Korn am rechten Bildrand keine Illithülle trägt.
Bohrung Dingelsdorf 1, Probe D 1/1, Teufe = 1 930,00 m; REM.

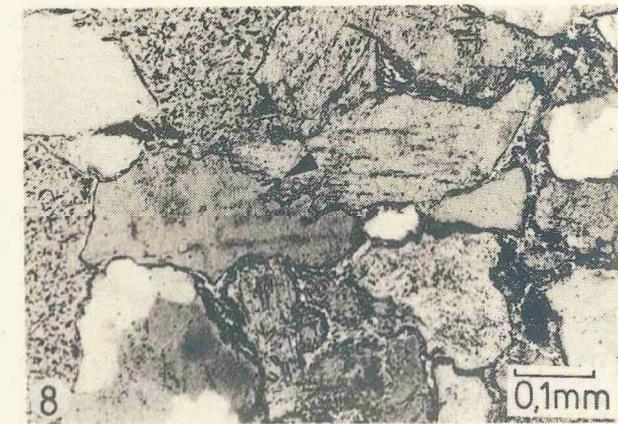
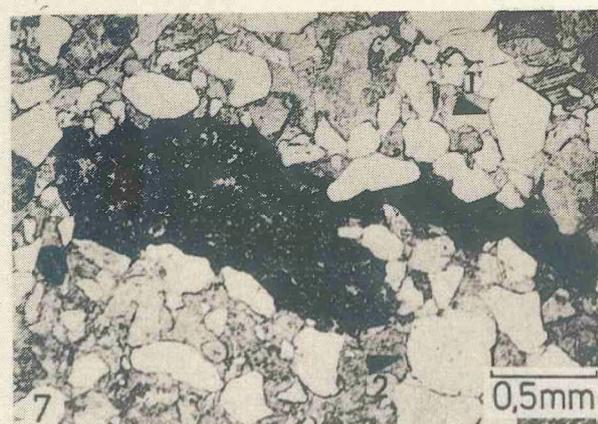
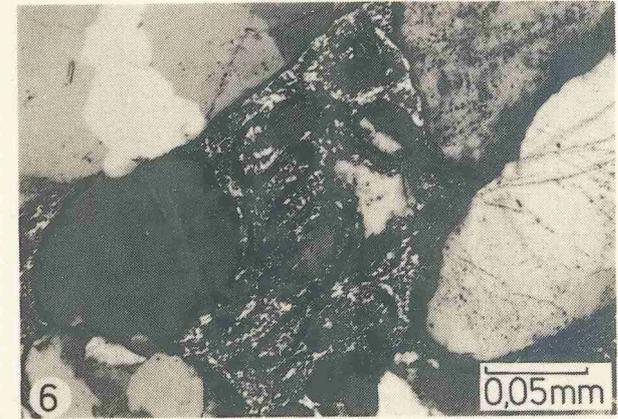
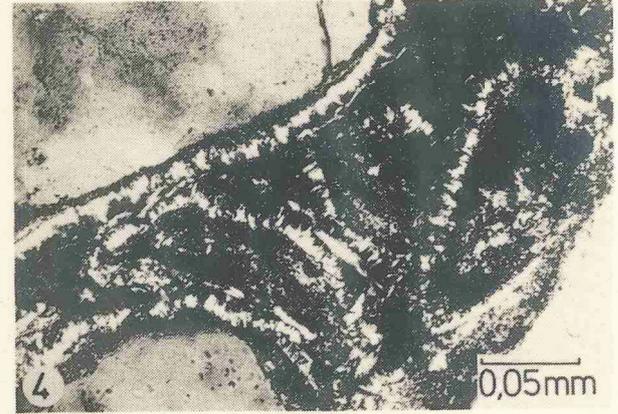
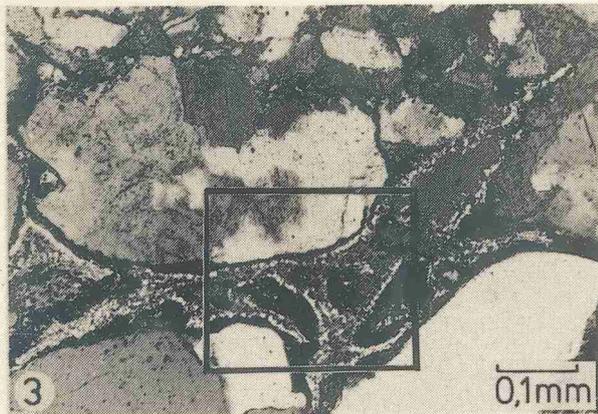
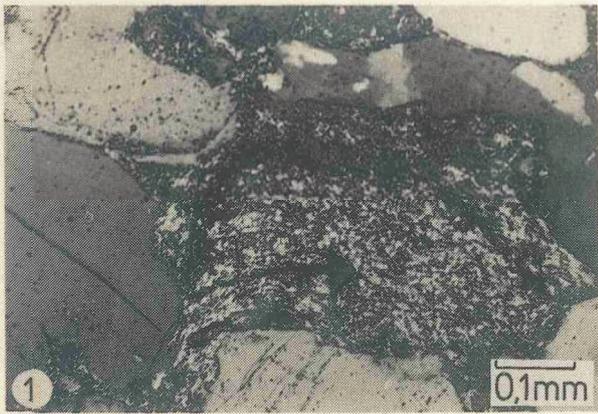




T a f e l 1 2

Matrix

- Bild 1: Ein sericitisiertes, vulkanisches Gesteinsbruchstück ist bei der Kompaktion in den Porenraum rotiert und wird zerdrückt (Pseudomatrix).
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 5/5,
Teufe = 731,95 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 2: Instabiles Gesteinsbruchstück wird zwischen zwei Gerüstmineralen zerdrückt.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 12/12,
Teufe = 830,20 m; REM.
- Bild 3 und 4: Sandstein mit weitgehend aufgelösten vulkanischen Gesteinsbruchstücken im Porenraum, die an ihren FeOOH-"coatings" und Illitaufwachsungen zu erkennen sind. Sie sind innen hohl. Sie werden mit fortschreitender Kompaktion zu Pseudomatrix.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 8/13,
Teufe = 684,90 m; Dünnschliffe, + N.
- Bild 5 und 6: Sandstein mit weitgehend aufgelösten, vulkanischen Gesteinsbruchstücken im Porenraum; die suturierte Linie ist der übriggebliebene FeOOH-"rim" zweier instabiler vulkanischer Gesteinsbruchstücke, die sich bei der Drucklösung gegenseitig "aufgefressen" haben. Stabilere Quarzreste sind im Porenraum erhalten geblieben. Auf dem FeOOH-"rim" hat sich Faserillit neu gebildet. Die Eisenoxidhydrat-"coatings" fehlen an den Kornkontaktstellen (Pfeil).
Bild 6, rechts außen: plutonischer Quarz mit linearen Flüssigkeitseinschlüssen.
Bohrung Allmersbach B1, Oberrotliegendes, Probe A 4/17,
Teufe = 708,90 m. Dünnschliffe, Bild 5 // N, Bild 6 + N.
- Bild 7: Roter Siltsteinklast wird bei der Kompaktion in den Porenraum eines Sandsteines gedrückt (Pseudomatrix). Im Sandstein vulkanischer Quarz (Pfeil 1) und sedimentärer Quarz mit abgerolltem Anwachssaum (Pfeil 2); FeOOH-"coatings" um die Körner.
Bohrung Neibsheim 1, Oberrotliegendes, Probe N 5/5,
Teufe = 731,95 m; Dünnschliff; + N.
- Bild 8: Feldspat-Feldspat- und Quarz-Feldspat-Suturenkontakte mit FeOOH auf den Korngrenzen (Pfeil).
Bohrung Urach 3, Unterrotliegendes, Probe U 9/20, Teufe = 1 422,20 m; Dünnschliff, 1/2 + N.



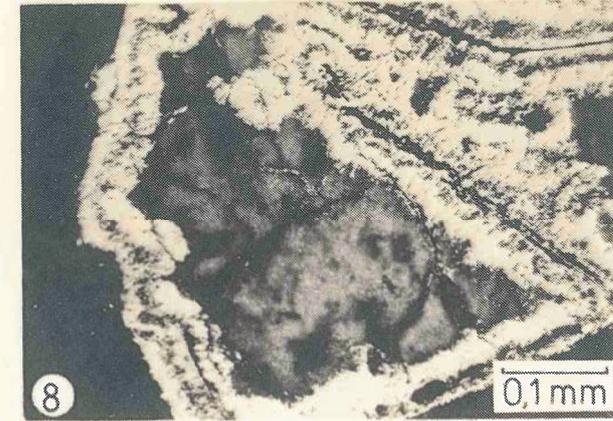
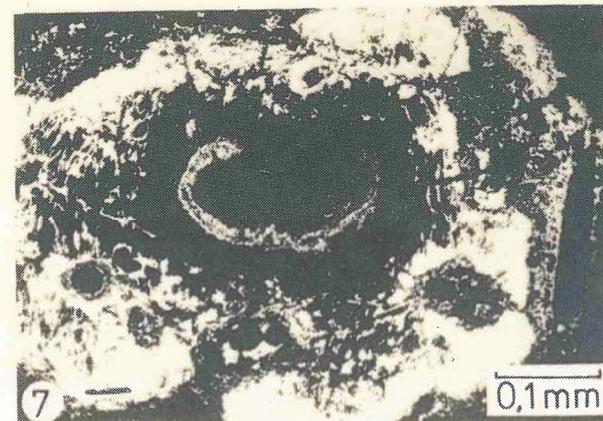
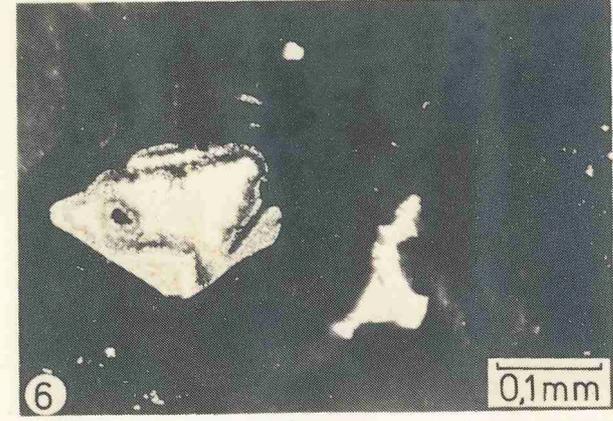
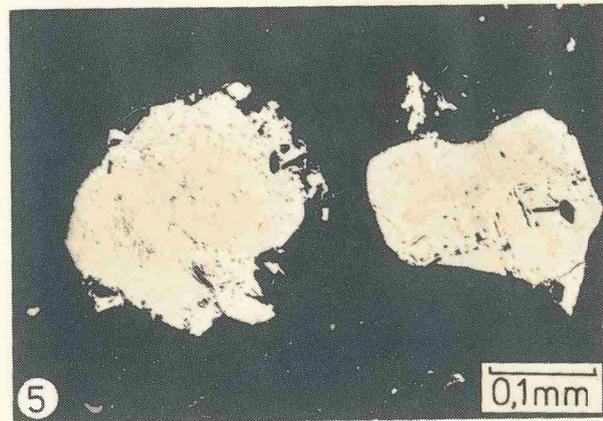
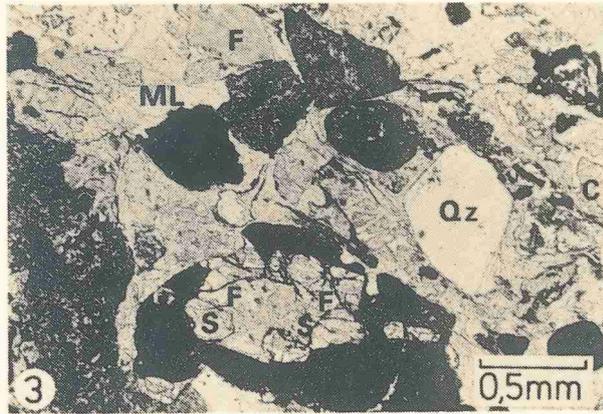
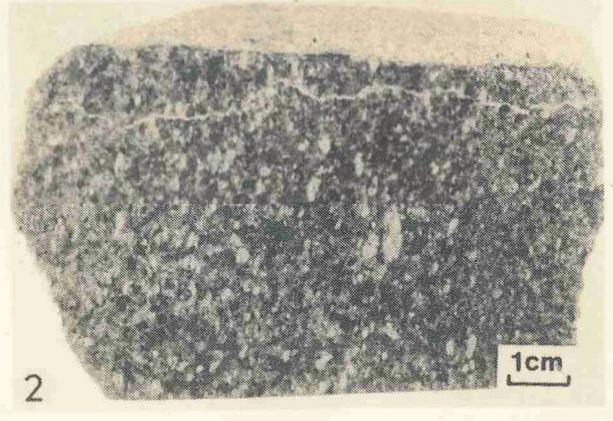
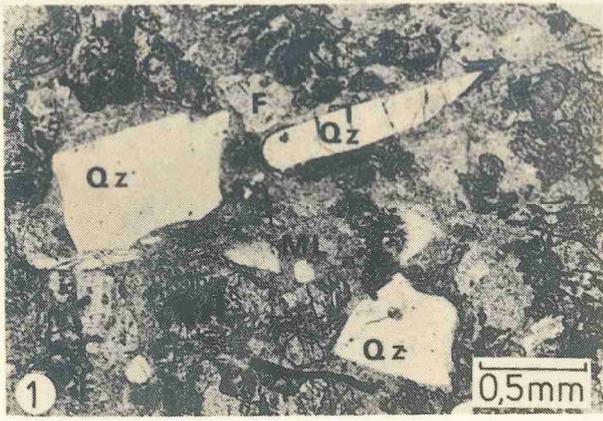
T a f e l 1 3

Tuffe aus dem Rotliegenden

- Bild 1: Kristalltuff mit vulkanischen Quarzen (Qz), Feldspäten (F) und einer Tonmatrix aus Illit/Smektit-Wechselagerungsmineralen (= I/S-ML). Calcit (C) verdrängt Feldspäte und Ton.
Bohrung Urach 3, Unterrotliegendes, Probe U 3/24, Teufe = 1 428,00 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 2: Handstück zur Probe U 3/24, Bild 1. Abbildung ist um 90° nach links gedreht. Der rosafarbene Tuff ist parallel texturiert. Die hellen Einsprenglinge sind lagenförmig angeordnete, kompaktierte und devitrifizierte Bimsauswürflinge.
- Bild 3: Kristalltuff mit vulkanischen Quarzen (Qz), Feldspat (F), Sericit (S), I/S-ML (ML), Calcit (C). Die Feldspäte sind stark sericitisiert und werden zusätzlich noch von Calcit verdrängt. Die opaken Komponenten in der oberen Bildhälfte sind Lapilli, die von Hämatit durchstäubt sind; der sericitisierte Feldspat in der unteren Bildhälfte wird von Hämatit umgeben.
Bohrung Sulz, Unterrotliegendes, Probe S6, Teufe = 824,00 m; Dünnschliff, + N.
- Bild 4: REM-Aufnahme des Tuffs S6, Bild 3. Die I/S-ML besitzen parallel texturierte Anordnung. In der Bildmitte Quarz- und Biotitkristalle.

Auflichtaufnahmen der Erzparagenese des Tuffs S6, Bohrung Sulz, Teufe = 824,00 m (Bild 3 und 4)

- Bild 5: Magnetit mit feinen Ilmenit-Hämatit-Lamellen, randlich Brauneisen und Hämatit. 1/2 + N.
- Bild 6: Magnetit mit randlicher Umwandlung in Brauneisen. 1/2 + N.
- Bild 7: "Bird-eye"-Struktur; Umwandlung von Hämatit in Brauneisen. + N.
- Bild 8: Anatas mit randlichen Rutilschüppchen; entlang des Spalt-risses (rechte Bildhälfte) Ilmenit und Hämatit. + N.



T a f e l 1 4

Kathodenlumineszenzmikroskopie

Dünnschliffaufnahmen: linke Bildreihe durchfallendes, polarisiertes Licht, + N; rechte Bildreihe Kathodenlumineszenz (CL).

Bild 1: Quarzkorn, auf dessen Oberfläche Nadelquarze direkt aufgewachsen sind. Das Korn am rechten unteren Bildrand wird von tangentialem Illit eingehüllt.
Bohrung Dingelsdorf 1, Oberrotliegendes, Probe D 1/1, Teufe = 1 930,00 m.

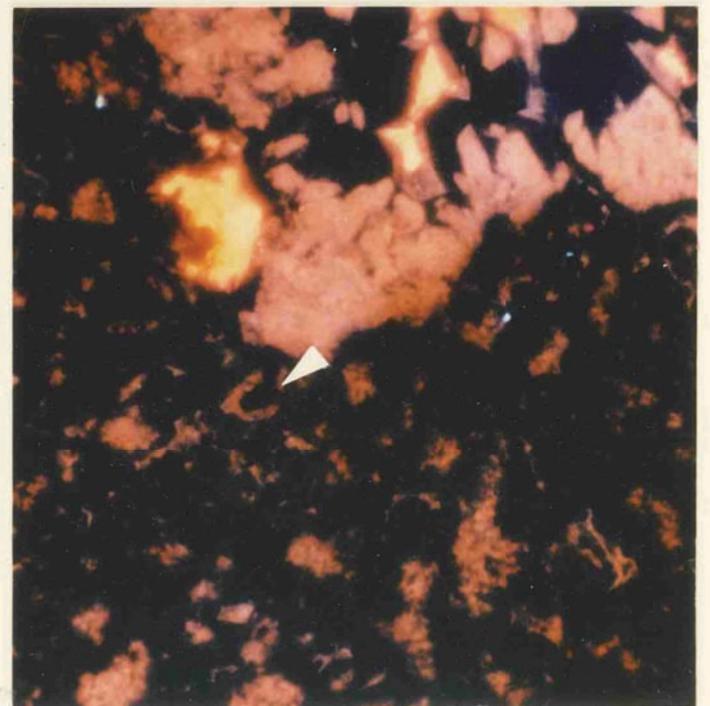
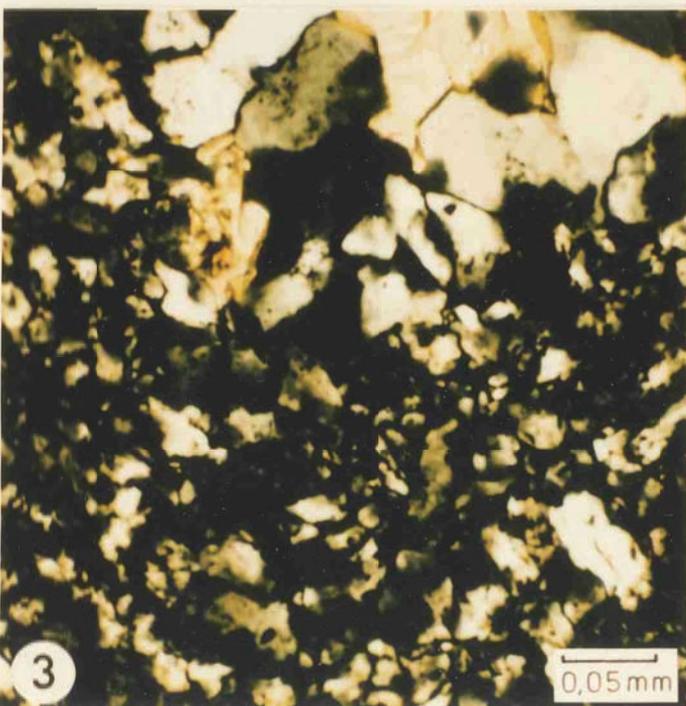
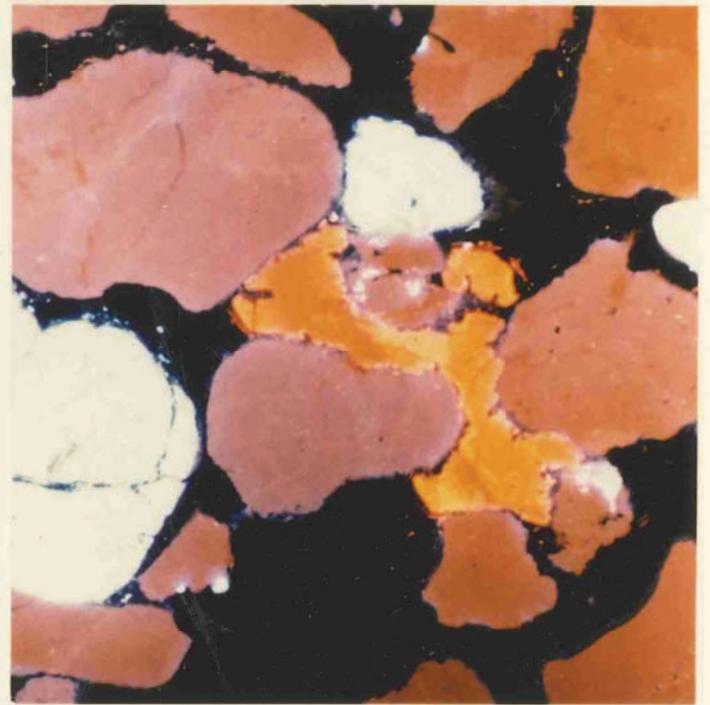
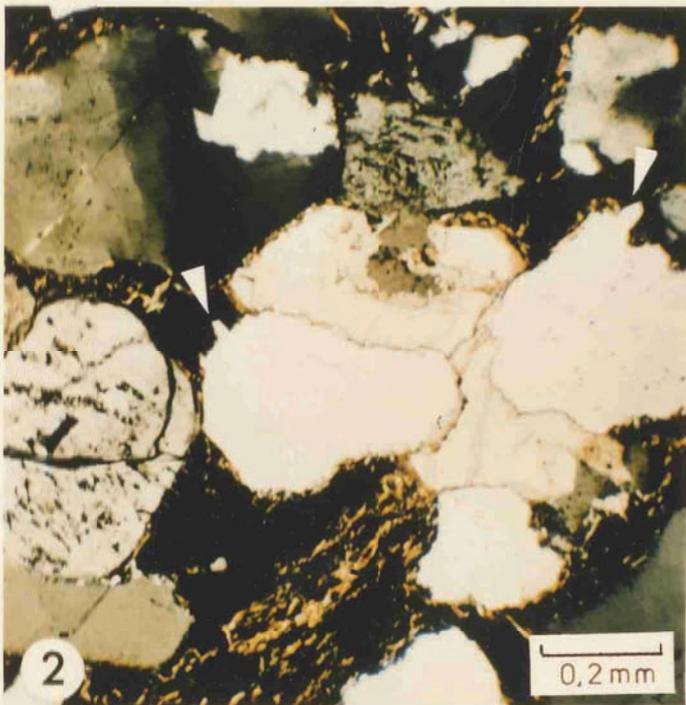
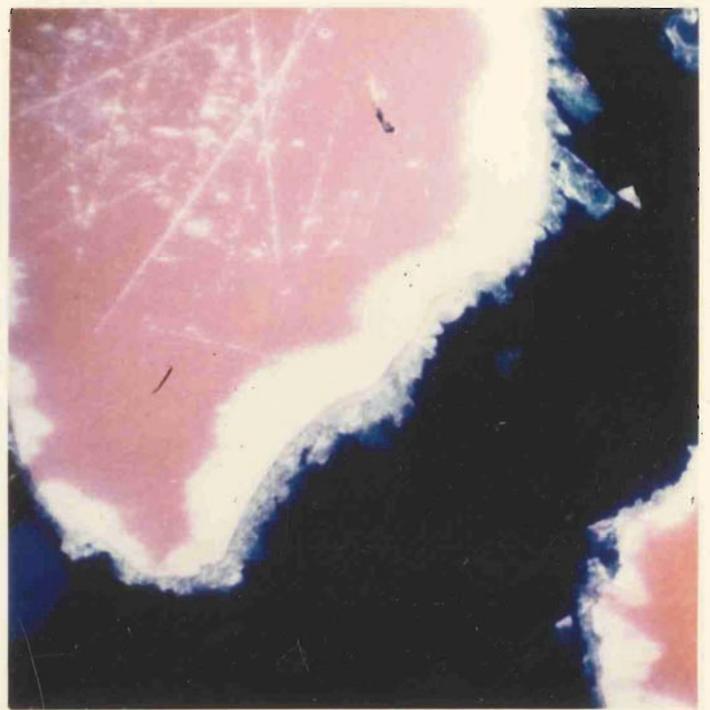
CL: Die rotvioletten lumineszierenden Quarze sind magmatischer Herkunft. Die diagenetisch gebildeten Quarznadeln lumineszieren kaum. Der hellblau-weiße Rand um und die weißen Risse in den magmatischen Quarzen werden als Artefakte betrachtet.

Bild 2: Nadelförmige Quarzaufwachsungen auf magmatischen Quarzen (Pfeile); der Feldspat am linken Bildrand ist infolge Kompaktion zerbrochen; in der Bildmitte Calcitcement. Trotz konkav-konvexer Drucklösungskontakte kein syntaxialer Quarzzement.
Bohrung Dingelsdorf 1, Oberrotliegendes, Probe D 1/1, Teufe = 1 930,00 m.

CL: Nadelquarze leuchten nicht; magmatische Quarze lumineszieren rotviolett, Feldspat hellblau-weißlich, Calcit rotorange.

Bild 3: Bituminöses Kieselgestein mit mikrokristalliner Quarzmatrix. Die Kristalle werden zu dem Hohlraum am oberen Bildrand hin größer und bilden Kristallflächen aus; Hohlraumfüllung = Calcitcement.
Bohrung Urach 3, Unterrotliegendes, Probe U 8/15, Teufe = 1 272,00 m.

CL: In der unteren Bildhälfte erkennt man eine dunkelblau leuchtende, gefügebauende, feinkristalline Matrix, der eine rötlich leuchtende, gröber kristalline Quarzgeneration folgt, die größere Poren auskleidet oder verschließt. Dunkelblau und rötlich lumineszierende Quarze wachsen in die noch offene Pore am oberen Bildrand. Jüngste Zementfüllung ist orange leuchtender Calcit. Der Pfeil zeigt auf eingeschlossene organische Substanz.



LEBENS LAUF

Persönliche Daten

Name	Sibylle Backfisch
Geburtsdatum	2.9.1955
Geburtsort	Mosbach/Baden
Eltern	Alfred Backfisch, Finanzbeamter, und Hiltrud Backfisch, geb. Feuerbach, So- zialmedizinische Assistentin
Familienstand	ledig
Staatsangehörigkeit	deutsch

Ausbildungsdaten

Schulausbildung	1961-1965	Pestalozzi-Schule in Mosbach
	1966-1974	Hohenstaufengymnasium in Eberbach
Studium	1974-1981	Studium der Geologie am Geologisch- Paläontologischen Institut der Uni- versität Heidelberg
	Juni 1981	Diplom-Abschlußprüfung als Dipl.-Geol. Thema der Diplomarbeit: "Petrographi- sche und mineralogische Untersuchungen des Jungpaläozoikums der Baden-Badener- Senke anhand der Tiefbohrung T3A.
Promotion	ab 1981	Promotionsarbeit am Institut für Sedi- mentforschung der Universität Heidelberg

Veröffentlichung

HESS, J.C.; BACKFISCH, S. & LIPPOLT,
H.J. (1983): Konkordantes Sanidin- und
diskordantes Biotitalter eines Karbon-
tuffs der Baden-Badener-Senke, Nord-
schwarzwald. - N. Jb. Geol. Paläont.
Mh. 5, 277-292; Stuttgart.