Mitt. POLLICHIA	82	7 – 36	17 Abb.	8 Tab.	Bad Dürkheim 1995
					ISSN 0341-9665

Abdelaziz EL OUENJLI & Karl R. G. STAPF

Erstmaliger Nachweis einer küstenbeeinflußten, sandigen Zechstein-Sabkha im St. Wendeler Graben (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)

Kurzfassung

EL OUENJLI, A. & STAPF, K. R. G. (1995): Erstmaliger Nachweis einer küstenbeeinflußten, sandigen Zechstein-Sabkha im St. Wendeler Graben (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland). – Mitt. POLLICHIA, **82:** 7 – 36, Bad Dürkheim

Im St. Wendeler Graben treten in dessen südwestlichem Teil zwischen Winterbach – St. Wendel und Mainzweiler rote, fein- bis mittelkörnige Sandsteine auf, die nach detaillierten Kartierergebnissen eindeutig diskordant über älteren Rotliegend-Schichten liegen. Sie werden als Winterbach-Schichten bezeichnet. Die Sandsteine sind nur schwach verfestigt und fast völlig Grobgeröll-frei. Sie sind z.T. schräg geschichtet, enthalten gelegentlich Dolomit-Knauern und selten winzige Glaukonit-Körner. Aufgrund von stratigraphischen Überlegungen können diese Schichten nur Zechstein- oder Buntsandstein-Alter haben. Wenn man die Glaukonite als marin entstanden betrachtet, wie es aus der Literatur hervorgeht, ergibt sich für die Winterbach-Schichten zwangsläufig ein Zechstein-Alter, da die paläogeographischen Zusammenhänge in diesem Fall eine Einstufung in den Buntsandstein ausschließen. Wenn eine marine Entstehung der Glaukonite nicht als zwingend angesehen, sondern ihnen nur der Hinweis auf eine erhöhte Salinität zugebilligt wird, ergibt sich trotzdem die Einstufung der Winterbach-Schichten in den Zechstein, da der Untere Buntsandstein keinesfalls als höher salinar gelten kann.

Abstract

EL OUENJLI, A. & STAPF, K. R. G. (1995): Erstmaliger Nachweis einer küstenbeeinflußten, sandigen Zechstein-Sabkha im St. Wendeler Graben (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)

[First proof of a coastally influenced sandy Zechstein sabkha in the St. Wendel Graben (Saar-Nahe Basin, SW-Germany)]. – Mitt. POLLICHIA, **82:** 7 – 36, Bad Dürkheim

Red, fine- to medium-grained sandstones appear in the southwestern part of the St. Wendel Graben between Winterbach – St. Wendel and Mainzweiler, which are bedded, according to detailed fieldmapping results, definitely discordantly over older Rotliegend sediments. They were called Winterbach beds. The sandstones are poorly cemented and carry few coarsergrained particles. They are sometimes cross-bedded, contain from time to time dolomitic nodules and, rarely, tiny grains of glauconite. On the basis of stratigraphical evaluations, these Winterbach beds can only belong into the Upper Permian Zechstein or into the Lower Triassic Buntsandstein. If the glauconites, however, are regarded as of marine origin, how it shows the literature, then the sandstones must be Zechstein in age as palaeogeographical contexts prohibit to put them into the Buntsandstein. A position of the

Winterbach beds into the Zechstein is still given even if the marine origin of the glauconites is not viewed as being imperative, but instead only as a hint of higher salinity, since the Buntsandstein may under no circumstances be regarded as having a higher degree of salinity.

Résumé

EL QUENJLI, A & STAPF K. R. G. (1995): Erstmaliger Nachweis einer küstenbeeinflußten, sandigen Zechstein-Sabkha im St. Wendeler Graben (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)

[Premiere preuve d'une sabkha sableuse cotière du Zechstein (Permien supérieur) dans le graben de St. Wendel (Bassin sarro-lorrain, Allemagne du Sud-Ouest]. – Mitt. POLLICHIA, **82:** 7 – 36, Bad Dürkheim.

Dans la partie sudouest du graben de St. Wendel entre Winterbach – St. Wendel et Mainzweiler affleurent des grès rouges à grains fins et moyens. Apres une cartographie détaillée de ces formations gréseuses on a mis en evidence quelles se trouvent discordantes sur des formations plus vieilles du Rotliegend (Permien inférieur). Ce sont les couches de Winterbach. Ces grès sont moins consolidés, meubles et pauvres en galets grossiers. Elles présentent des litages obliques, occasionellement des nodules de dolomie et rarement de petits grains de glauconie. Stratigraphiquement ces formations gréseuses rouges ne peuvent appartenir qu'au Zechstein (Permien supérieur) ou au Buntsandstein (Trias inférieur). Si on considère que la glauconie se forme en milieu marin, comme provient de la bibliographie, résulte que ces grès rouges ont obligatoirement un âge Zechstein car les corrélations paléogéographiques dans ce cas, excluent leur classement dans le Buntsandstein. Si la présence de la glauconie n'indique pas forcement un milieu marin mais parcontre seulement une augmentation de salinité, résulte malgré cela une classification de ces grès rouges dans le Zechstein car aucours du Buntsandstein une augmentation de salinité n'est pas admise.

1. Einleitung

In der vorliegenden Arbeit wurden die siliciklastischen Sedimente (Winterbach-Schichten), die diskordant dem Rotliegend des St. Wendeler Grabens auflagern, untersucht (Abb. 1, 2). Die Sedimente wurden sedimentpetrographisch (petrographisch, granulometrisch), röntgendiffraktometrisch und mit der Mikrosonde bearbeitet. Auf die Frage nach dem Entstehungsmilieu dieser Schichten wurde besonderer Wert gelegt, d. h. ob sie kontinentaler oder mariner Entstehung sind bzw. sie in den Buntsandstein oder in den Zechstein einzustufen sind.

Der vorliegende Beitrag baut auf der Diplom-Kartierung von EL OUENJLI (1993) und dessen Diplomarbeit (1995) auf. Aus der detaillierten Kartierung im Maßstab 1:10 000 von EL OUENJLI (1993) ergibt sich einwandfrei, daß die Winterbach-Schichten dem Rotliegend des St. Wendeler Grabens diskordant auflagern.

Die regionale Verbreitung der Winterbach-Schichten wurde aus EL OUENJLI (1993) für deren nördliche Ausstriche und aus KONZAN, MÜLLER & MIHM (1981) für deren südliche Vorkommen übernommen (s. Abb. 3).

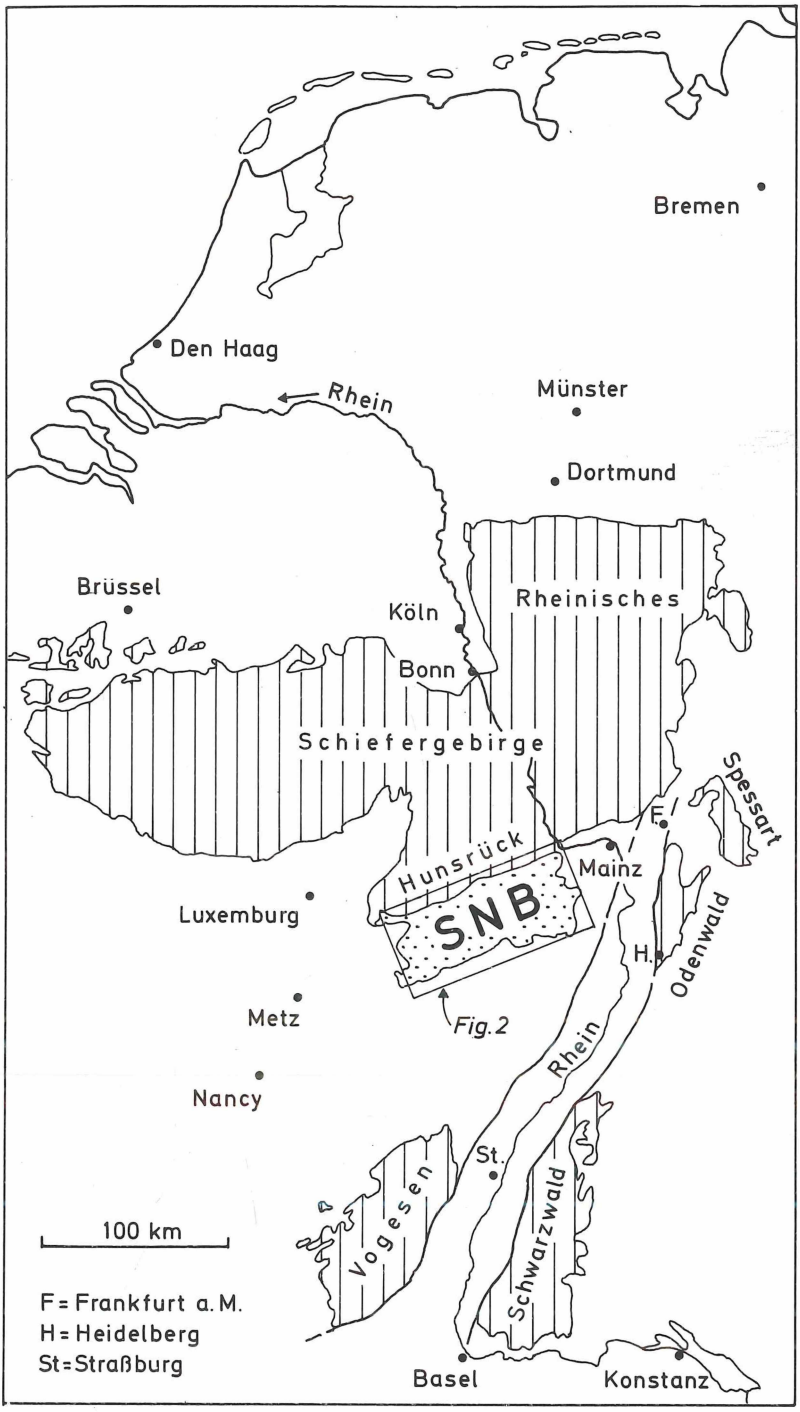


Abb. 1: Die Lage des Saar-Nahe-Beckens (SNB) innerhalb SW-Deutschlands

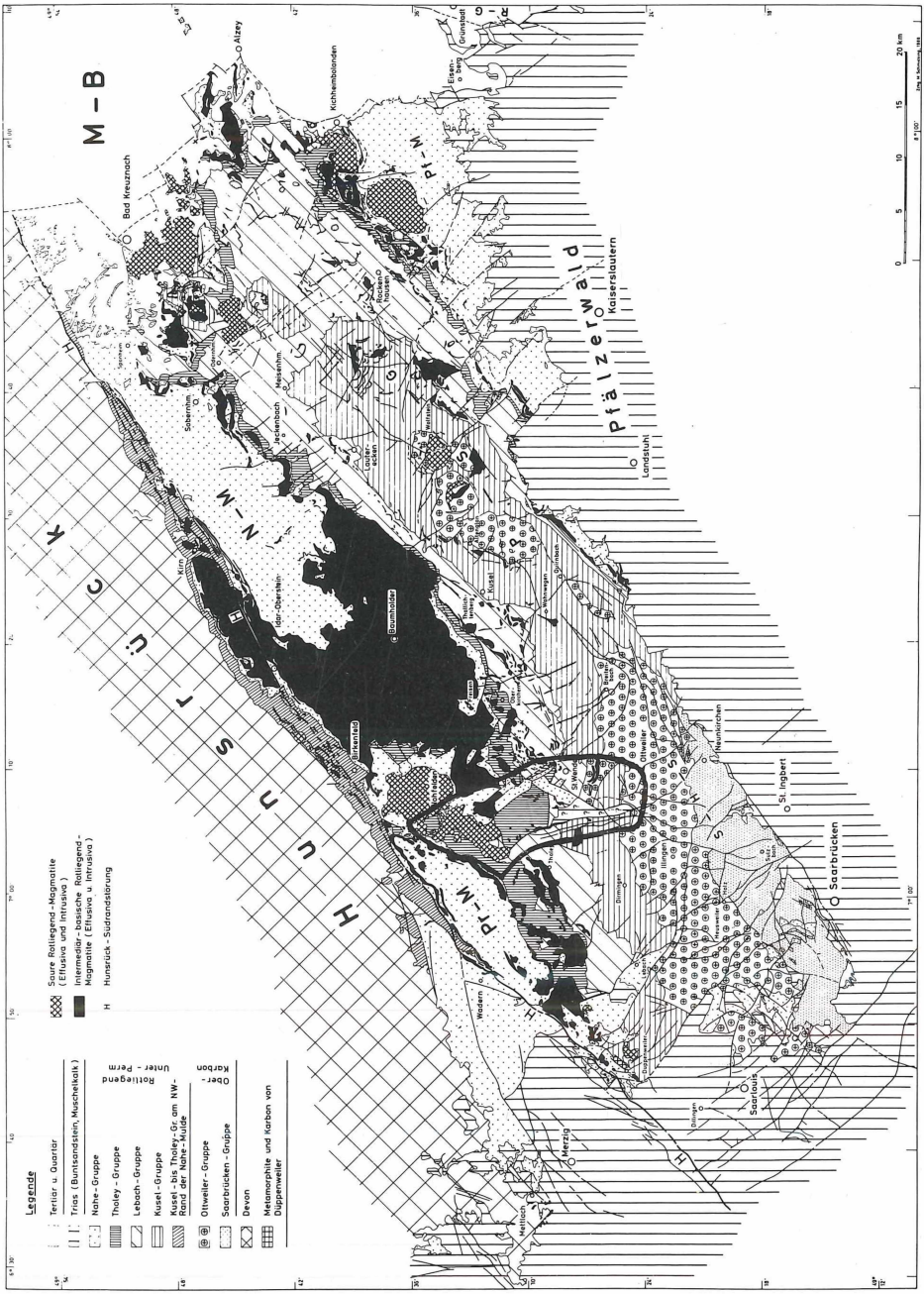


Abb. 2: Die Lage des St. Wendeler Grabens ist innerhalb des Saar-Nahe-Beckens (nach STAPF 1990) eingerahmt

Bisher wurden diese Schichten je nach Bearbeiter entweder ins Obere Rotliegend (Kreuznach-Schichten) oder in den Buntsandstein eingestuft.

SOBICH (1985) untersuchte vier Aufschlüsse der Winterbach-Schichten und ordnete sie den Kreuznach-Schichten (Ober-Rotliegend) zu.

Auf einigen Blättern der Geologischen Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten 1:25000 ist an verschiedenen Stellen unter dem Mittleren Buntsandstein eine Folge lockerer Sandsteine ausgeschieden worden, die sich durch etwas höhere Gehalte an kaolinisierten Feldspatpartikeln, durch reichliche Manganführung, durch das gelegentliche Auftreten von Dolomitknauern und kurz aushaltenden Dolomit-Bänken sowie durch ihre rotviolette Färbung vom Mittleren Buntsandstein unterscheiden. Diese Sandsteine werden von den Waderner Schichten unterlagert und wurden aus diesem Grunde als Kreuznacher Schichten bezeichnet.

Schon WEHRLI (1933) in MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) hatte in der Saarburger Gegend eine durchgehende Sedimentation von den Waderner Schichten bis zum Mittleren Buntsandstein ohne erkennbare Diskordanz nachzuweisen versucht. Seiner Meinung nach vertreten die Kreuznacher Schichten den Zechstein und den Unteren Buntsandstein. Den mittleren Buntsandstein erachtete er als vollständig.

SEIFERT (1942) untersuchte den Mittleren Buntsandstein des Saarlandes und kam zu dem Nebenergebnis, daß an verschiedenen Stellen Kreuznacher Schichten als Buntsandstein angesprochen worden sind, doch gelang es ihm nicht, die einzelnen Vorkommen zeitlich und nach oben gegen den Buntsandstein abzutrennen.

HEINRICH (1962) kam zu dem Ergebnis, daß mit sedimentpetrographischen Methoden der Buntsandstein nicht von den Kreuznacher Schichten zu trennen ist.

GREBE & ROLLE (1894) äußerten in den Erläuterungen zu Blatt Ottweiler die Vermutung, daß im St. Wendeler Graben als Buntsandstein ausgeschiedene Ablagerungen zum größten Teil Kreuznacher Schichten darstellen.

FALKE (1971) schrieb hierzu folgendes: „Es ist wohl kaum zu bezweifeln, daß in den Gebieten fehlender mariner Zechsteinüberlagerung die roten Sedimente im Liegenden des Buntsandsteins nicht nur ein Oberrotliegendes im stratigraphischen Sinne, sondern auch z.T. eine terrestrische Vertretung des marinen Zechstein darstellen. Allgemein wird angenommen, daß die Karneol-Dolomit-Horizonte am Top dieser Rotsedimente in verschiedenen Becken Süddeutschlands und die Kreuznacher Schichten mit ihren Dünenablagerungen im Pfälzer Raum wie im Saar-Nahe-Gebiet schon dem Zechstein zuzuordnen sind. Jedoch hat man dafür keinen eindeutigen Beweis."

Schon vorher hatte HENTSCHEL (1963) im südostlichen Pfälzerwald ein Paket aus dickbankigen, massiven, roten bis rotvioletten, feinkörnigen, 20 – 75 m mächtigen Sandsteinen beschrieben, die er als Oberen Sandstein bezeichnete, als diskordante Auflagerung über Peliten („Obere Rötelschiefer") der Standenbühl-Formation erkannte und seinen Oberen Sandstein daher in den Zechstein (Zl?) einstufte (s. auch DACHROTH 1988).

Diese Dünensandsteine würden bei der angenommenen Altersstellung im Küstenbereich des Zechsteinmeeres gelegen haben. Dies bedeutet, daß die Karbonat-Kieselkruste am Top der untersuchten Schichten sowie die darunterliegenden fluviatilen Sandsteine dem Zechstein angehören würden.

Das Arbeitsgebiet ist Teil des Saar-Nahe-Beckens. Dieses sich von SW nach NE erstreckende intermontane Becken wird in seinem heutigen Erscheinungsbild im Norden durch die Hunsrücksüdrandstörung von den Gesteinen des Devons des Rheinischen Schiefergebirges begrenzt.

Im Süden und Südosten wird es durch den Buntsandstein des Pfälzerwaldes überlagert und geht im Nordosten in das Mainzer Bruchfeld mit seinen tertiären und quartären Sedimenten über.

Das Saar-Nahe-Becken erreicht eine ungefähre SW-NE-Erstreckung von 100 km, eine NW-SE-Ausdehnng von 40 km und ist Teil des ca. 100 x 400 km^2 großen Lothringen-Saar-

Nahe-Hessen-Troges, der sich von der Marne im Westen bis zur Hessischen Senke im Osten erstreckte.

Im NW wird das Saar-Nahe-Becken, wie schon erwähnt, von der Hunsrück- bzw. Taunussüdrandstörung begrenzt. Nach SE besitzt es keine Störung, sondern geht in die Nord-Vogesen-Schwelle über. Damit taucht das kristalline Grundgebirge des Beckens nach NW auf ungefähr 9000 m ab. Mit dieser Asymmetrie liegt eine Halbgrabenstruktur vor, da nur deren NW-Seite durch eine Störung begrenzt wird.

Innerhalb des Beckens bildet der St. Wendeler Graben mit seiner Nord-Süd-Erstreckung ein Querelement. Er besitzt eine ungefähre Breite von 5 km und eine Länge von 20 km. Sein westlicher Teil beinhaltet das Arbeitsgebiet.

Mit der vor 330 Mio. Jahren einsetzenden tektonischen Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens wurde dieses synsedimentär mit Gesteinen des Oberkarbons aufgefüllt, die eine rechnerisch ermittelte Mächtigkeit von 5000 m erreichen. Das nachfolgende Rotliegend ist bis zu 3500 m mächtig.

An der Basis des oberen Rotliegend entstand durch Dehnung, Absenkung und Sedimentauflast ein bimodaler Vulkanismus mit sauren bis intermediären Magmen. Gleichzeitig kam es zu einer verstärkten tektonischen Aktivität, die eine interne Gliederung des Saar-Nahe-Beckens zur Folge hatte.

Zum einen entstand aus einer während des Oberkarbons und dem unterem Rotliegend entwickelten Schwellenregion durch weitere Aufdomung der SW-NE verlaufende Saarbrückener Hauptsattel und das Pfälzer Gewölbe mit den flankierenden Depressionen (Prims-Nahe-Depression im NW und Pfälzer Depression im SE). Zum anderen entstanden der St. Wendeler und der Lebacher Graben. Heute stehen im St. Wendeler Graben und damit im Arbeitsgebiet Sedimente des Rotliegend, Zechsteins und des Buntsandsteins an.

Deckungsgleich mit der westlichen Hauptstörung des St. Wendeler Grabens oder in ihrer unmittelbaren Nähe ist Magma aufgestiegen und bildet ein Ganggestein mit einer Breite zwischen 100 und 500 m. Im Norden des St. Wendeler Grabens kam es zur Effusion von Rhyolith. Darüber hinaus liegt auf der Westseite der Grabenschulter Löß quartären Ursprungs auf, während es in den Bachauen zu holozäner Verlehmung kam.

2. Stratigraphie

Im bearbeiteten Gebiet treten Gesteine des unteren und des oberen Rotliegend auf. Die Basis bilden hierbei Sedimente der Kusel-Gruppe (Abb. 3).

Das obere Rotliegend wird nach einer Schichtlücke von Sedimenten der unteren Nahe-Gruppe aufgebaut.

Diese Rotliegend-Gesteine werden schließlich von Zechstein-, Buntsandstein- und pleistozänen sowie holozänen Ablagerungen überlagert.

Im Bereich des südwestlichen Teils des St. Wendeler Grabens treten Gesteine auf, die, wie später belegt wird, zum Zechstein gehören. Dabei handelt es sich um rot bis rotorange gefärbte, fein- bis mittelkörnige, schwach verfestigte Sandsteine mit geringer Geröllführung.

Die Matrix besteht aus gut gerundeten Quarz- und Quarzitkomponenten. Die Sandsteine sind z.T. schräg geschichtet, enthalten gelegentlich Dolomit-Knauern und z. T. winzige Glaukonitkörner in einigen Proben. Diese sandigen Schichten lagern diskordant auf älterem Rotliegend.

Sie erreichen im St. Wendeler Graben eine Mindestmächtigkeit von ca. 200 m (EL OUENJLI 1993).

Generell ist für die Schichtenfolge des Zechsteins charakteristisch, daß Tonsteine, Karbonate und Salze häufig wechseln. Da Fossilien selten und meist auf wenige Horizonte beschränkt sind, wird seit langem eine lithostratigraphische Untergliederung der Zechstein-Abfolge durchgeführt. Sie wurde in den unteren, mittleren und oberen Zechstein

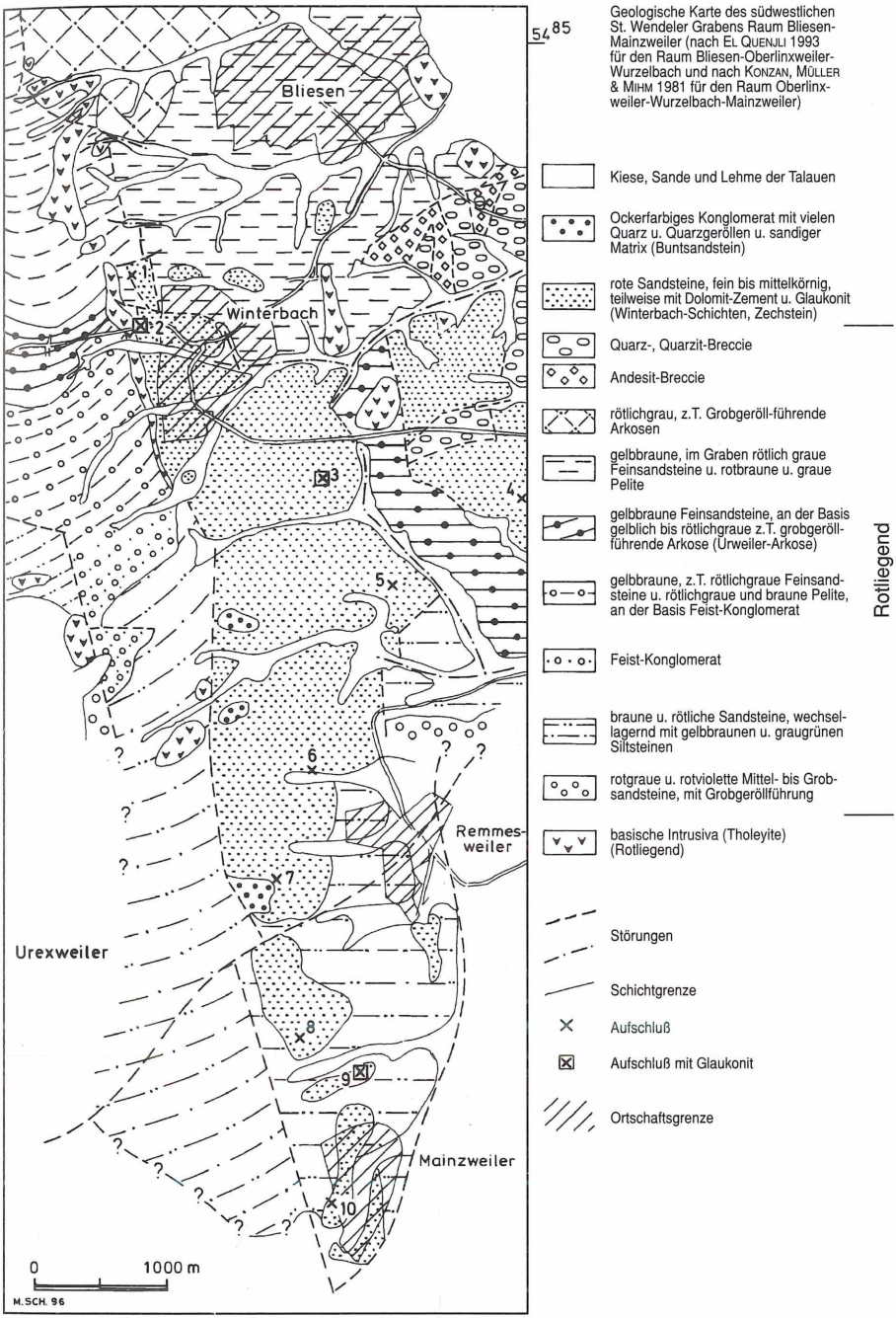


Abb. 3: Geologische Karte des südwestlichen St. Wendeler Grabens Raum Bliesen-Mainzweiler (nach EL OUENJLI 1993 für den Raum Bliesen-Oberlinxweiler-Wurzelbach und nach KONZAN, MÜLLER & MIHM 1981 für den Raum Oberlinxweiler-Wurzelbach-Mainzweiler)

unterteilt. Die Klassifizierung nach Zyklen (Z1 – Z6) und ihre Unterteilung in Ton (T)-, Karbonat (Ca)-, Sulfat (A)- und Salz (Na)-Serien werden heute nach Verfeinerung und Ausbau (KÄDING 1978, PAUL 1985) im gesamten Zechstein-Becken von England (SMITH 1980) bis nach Polen (WAGNER et al. 1981) mit großem Erfolg angewandt. Trotzdem bestehen auch heute noch bei der Zuordnung von Randfolgen, in denen keine Salze abgelagert wurden, große Schwierigkeiten (PAUL 1985).

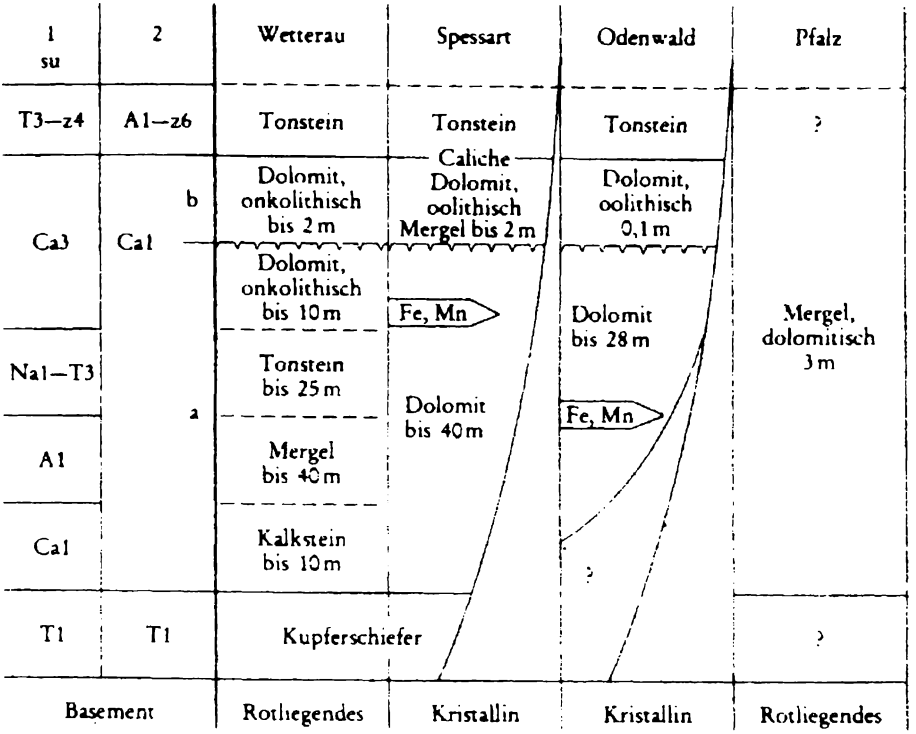


Abb. 4: Lithostratigraphie des Zechsteins (aus PAUL 1985)

Die Sedimente des Unteren Buntsandsteins setzen sich vorwiegend aus feinklastischen Sedimenten zusammen. Nur an den äußeren Rändern des Beckens in Süddeutschland und Südthüringen treten Konglomerat-Horizonte auf, wie das Eck'sche Konglomerat, die beckenwärts in Sandsteine übergehen, während im Becken selbst Ton- und Siltsteine vorherrschen. Lediglich die Bröckelschiefer sind auch in den Randgebieten stärker tonig ausgebildet.

Die Feinsandsteine der Beckenfazies bestehen nach Röntgendiffraktometer-Analysen vorwiegend aus Quarz, untergeordnet kommen Feldspäte, Muskowit, Biotit und Calcit vor, während in den Tonsteinen Chlorite, Sericit, Calcit und Anhydrit angereichert sind (PAUL 1982).

3. Paläogeographie und Paläoklimatologie des Zechsteins

Der Zechstein setzt mit einem Verbreitungsgebiet ein, das sich vielfach weit über die Grenzen des Oberrotliegend hinaus erstreckt. Ausgedehnte Gebiete, die zur Rotliegend-

zeit noch der Abtragung unterlagen, wurden vom Zechsteinmeer überflutet. Aus dem ursprünglich kontinentalen Sedimentationsgebiet entwickelte sich ein marines, dessen Charakter später im Mesozoikum mehrfach zwischen kontinental und marin schwankte.

In der Zechsteinzeit selbst stand der Ablagerungsraum bald mehr, bald weniger gut mit dem offenen Ozean in Verbindung, so daß sich ein ziemlich abgeschlossenes Nebenmeer mit einem – infolge ariden Klimas – besonders hohen Salzgehalt herausbilden konnte.

Neben dem Schauplatz mit seinen Übergängen von der kontinentalen zur marinen Sedimentation ist das Klima von besonderem Einfluß auf die Sedimentation im Zechstein gewesen.

Zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge im Norden und Westen und der Böhmisch-Vindelizischen Masse im Osten und Süden erstreckte sich eine große, offene Bucht des mitteleuropaischen Zechstein-Meeres nach Südwest-Deutschland hinein (Abb. 11).

Die Transgression des Zechsteins folgte weitgehend den seit dem Rotliegend vorgezeichneten Strukturen, die vom Saar-Nahe-Becken und den variscischen Hochgebieten der Spessart-Odenwald-Schwelle bestimmt waren. Die Ablagerungen des Zechsteins griffen aber über das Rotliegend hinaus auf die weitgehend abgetragenen Gebirgsrümpfe über, so daß der Spessart bis auf wenige Inseln vom Meer bedeckt war, wahrend der zentrale Teil des Odenwalds wohl freiblieb.

Die Schichtenfolge des südwestdeutschen Zechsteins besteht hauptsächlich aus Tonsteinen und Karbonaten. Hingegen fehlen Salze vollständig und Sulfate weitgehend. Charakeristisch sind besonders die mächtigen Ton- und Siltstein-Horizonte, die in den zentraleren Beckenteilen nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Die stratigraphische Untergliederung des südwestdeutschen Zechsteins ist infolge der peripheren Lage und der abweichenden Faziesausbildung schwierig. Besonders die Korrelation mit anderen Gebieten des Zechstein-Beckens schwankte im Laufe der Erforschungsgeschichte beträchtlich.

Ein interessantes Problem sind die terrestrischen Äquivalente des Zechsteins, die bislang häufig nicht erkannt, sondern je nach Bearbeiter entweder dem Rotliegend oder dem Buntsandstein zugeschlagen wurden (CARLÉ 1982, GUDDEN 1981, KÄDING 1978, LEIBER & MÜNZING 1979, PAUL 1985).

4. Tektonik

Die spätvariscische Entwicklung in Mitteleuropa war durch die Bildung zahlreicher Becken in der Internzone des Orogens gekennzeichnet. Wahrend ein Teil der permokarbonen Becken an NW-SE orientierte, dextrale Blattverschiebungen gebunden ist, stehen andere in genetischem Zusammenhang mit der Reaktivierung NE-SW streichender Strukturelemente. Zur zweiten Kategorie gehört auch das Saar-Nahe-Becken in SW-Deutschland.

Es liegt am Nordrand des Saxothuringikums und wird von einer Störungszone mit komplexer Bewegungsgeschichte, der Hunsrück-Südrand-Störung (HSRS), gegen das Rhenohercynikum abgegrenzt.

In der gleichen tektonischen Position im Grenzbereich zwischen Intern- und Externzone des Orogens entwickelten sich im Permokarbon neben dem Saar-Nahe-Becken weitere große Becken, wie z.B. das Lothringer Becken und die Saale-Senke. Das Saar-Nahe-Becken und das südwestlich anschließende Lothringer Becken werden in weiten Bereichen von mächtigen mesozoischen und tertiären Einheiten diskordant überlagert. Der aufgeschlossene Teil des Saar-Nahe-Beckens ist daher nur ein Teil eines weitaus größeren Sedimentationsraumes, der im SW seine maximale Breite hat und sich nach NE verschmälert (SCHÄFER 1986, 1989; ZIEGLER 1990, HENK 1993). Die synsedimentäre Begrenzung im NW stellt die HSRS dar, die in ihrer Verlängerung nach SW als „Faille de Metz" bezeichnet wird. Das südwestliche Ende der gesamten Beckenstruktur wird durch die „Pays-de-Bray"-Störung gebildet, die als dextrale Blattverschiebungszone von den Vogesen durch das

Pariser Becken bis in den Englischen Kanal verfolgt werden kann (ZIEGLER 1990, HENK 1993).

Die Sedimentation im Saar-Nahe-Becken begann vermutlich im Westfal und dauerte bis in den höchsten Abschnitt des oberen Rotliegend an.

Synsedimentär bildete sich eine beckenparallele Domstruktur (Saarbrückener Hauptsattel, Pfälzer Gewölbe), die im NW von der Prims- und Nahe-Depression und im SE von der Pfälzer Depression begleitet wird. Migration des Depozentrums und synsedimentäre Entwicklung resultierten in einer ausgeprägten Asymmetrie des Saar-Nahe-Beckens sowohl parallel als auch senkrecht zur Beckenlängsachse (HENK 1993).

Das unter variscischer Beanspruchung entstandene Saar-Nahe-Becken bildet eine großräumige Halbgraben-Struktur, die sich, SW-NE verlaufend, im Süden an das Rheinische Schiefergebirge (Hunsrück) anschließt.

Als tektonische Großstrukturen sind die Nahe- und die Prims-Depression im Nordwesten, der Saarbrückener Hauptsattel und seine nordöstliche Fortsetzung, das Pfälzer Gewölbe im Zentralbereich und die Pfälzer Depression im Südosten zu nennen.

An der Ausbildung der Strukturen des Saar-Nahe-Beckens trugen nach FALKE (1964), die Absenkung des Beckens sowie im Beckeninneren die Intrusivkörper als Widerstandsblöcke gegen die Absenkung bei.

Zwischen den tektonischen Großeinheiten stellt der St. Wendeler Graben in seiner NNW-SSE-Erstreckung eine Spezialstruktur innerhalb des Saar-Nahe-Beckens dar. In der Erforschung des Saar-Nahe-Becken wurde er bisher fast vollständig vernachlässigt. So wurde er zwar ab und zu in der Literatur erwähnt, aber auf keiner einzigen Kartendarstellung als echter Graben ausgewiesen. Zum ersten Mal wurde er 1983 von DREYER et al. (1983) als echter Graben dargestellt. Der eigentliche Grabenbruch erfolgte an älteren Bewegungsbahnen, die in bezug auf das Saar-Nahe-Becken als Querstörungen bezeichnet werden können. Eine solche Querstörung bildet die westliche Hauptstörung (WHS) des St.Wendeler Grabens. Auf ihr ist eine Tholeyitintrusion aufgedrungen, was auch an zahlreichen anderen Querstörungen im Saar-Nahe-Becken zu beobachten ist.

Der eigentliche Grabenbruch kann frühestens nach Ablagerung des mittleren Buntsandsteins beendet gewesen sein, da dieser als Relikte auf Hügelkuppen im Westteil des Grabens noch vorhanden ist und von der WHS abgeschnitten wurde. Dies entspricht den Aussagen von FALKE (1964), der an solchen Querstörungen Bewegungen bis in das Tertiär hinein annahm.

Den Ostrand des Grabens bildet eine weniger klare Störungszone, die von einer mosaikartigen Aneinanderreihung einzelner Bruchschollen gebildet wird (DRUMM 1986). Im NW wird der St. Wendeler Graben von Gesteinseinheiten der Prims-Depression an seiner Nordwest-Hauptstörung (NWHS) begrenzt, (Stapf, unveröff. Daten). Nach Süden hin erstreckt sich der Graben bis in das Ober-Karbon des Saarbrückener Hauptsattels.

Als jüngste tektonische Elemente treten E-W verlaufende Blattverschiebungen auf, die die WHS an mehreren Stellen versetzen und demnach jünger als sie sein müssen.

5. Sedimentpetrographische Untersuchungen

5. 1 Beschreibung der Aufschlüsse und Profile

Aufschluß 2 (Friedhof Winterbach)

Der nur ca. 2 m hohe Aufschluß liegt an der Waldrandböschung unmittelbar westlich des Friedhofs von Winterbach (Abb. 5): Profil 2. Hier wird der Sandstein durch ein intensiveres Rot mit teilweise größeren unregelmäßigen Bleichungen dominiert. Die Schichten im Aufschluß sind verwittert, die Schichtung ist teilweise noch recht gut erhalten. Folgende Clar-Werte konnten ermittelt werden: 112/05, 90/07. Quer über den Aufschluß zieht eine sedimentäre Diskontinuitätsfläche, die durch eine gröbere Sandsteinschüttung mit zahl-

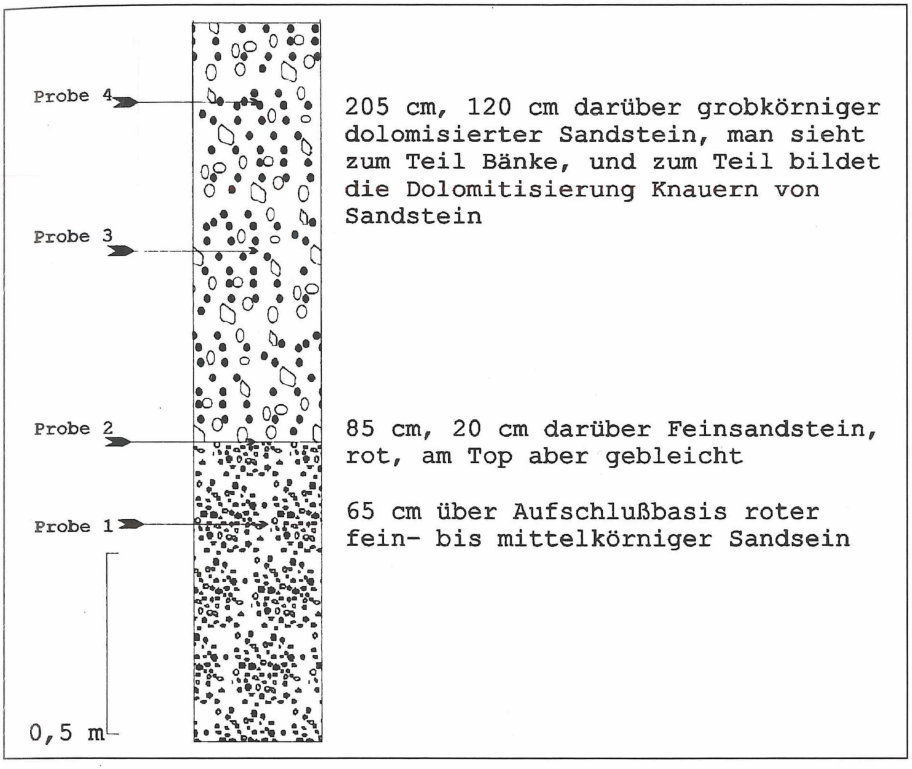


Abb. 5a: Profil des Aufschlusses 2

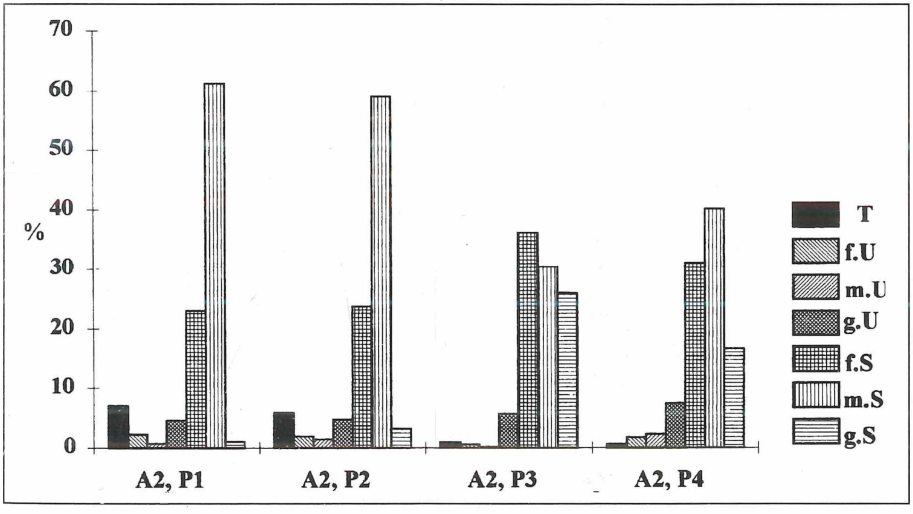
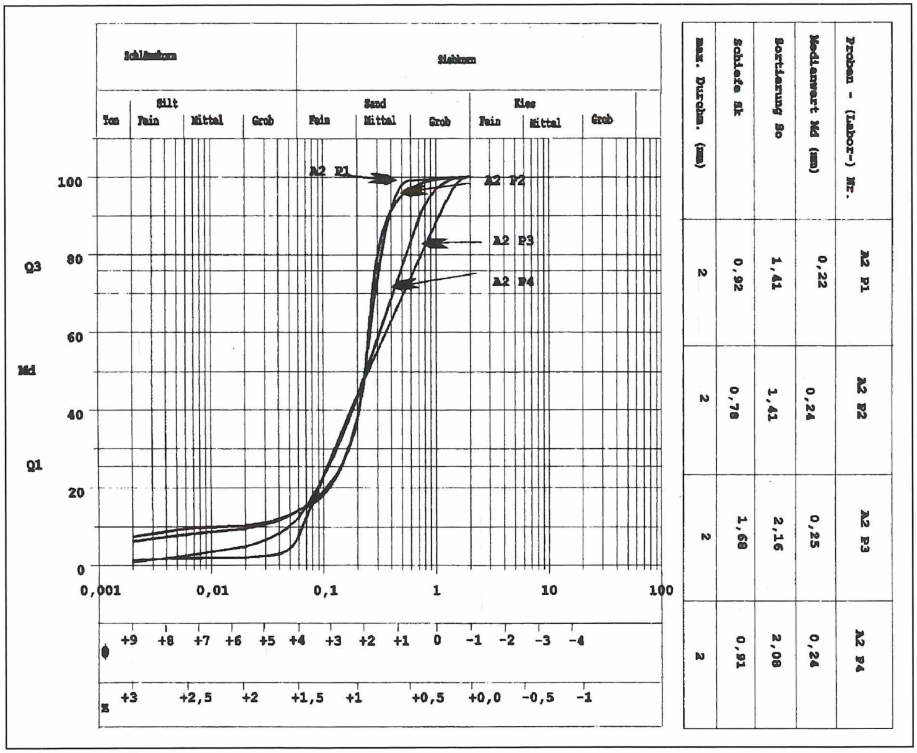


Abb. 5b: Histogramm des Aufschlusses 2



Proben - (Labor-) Nr.	Medianwert Md (mm)	Sortierung So	Schiefe Sk	max. Durchm. (mm)
A2 P1	0,22	1,41	0,92	2
A2 P2	0,24	1,41	0,78	2
A2 P3	0,25	2,16	1,68	2
A2 P4	0,24	2,08	0,91	2

Abb. 5c: Kornsummenkurven des Aufschlusses 2

reichen größeren, stärker verfestigten Pelitklasten über roten Feinsandsteinen charakterisiert ist.

Die Schichtung besteht aus feinkörnigen bis mittelkörnigen Lagen im cm-Bereich. Die Lagen sind jeweils gut sortiert.

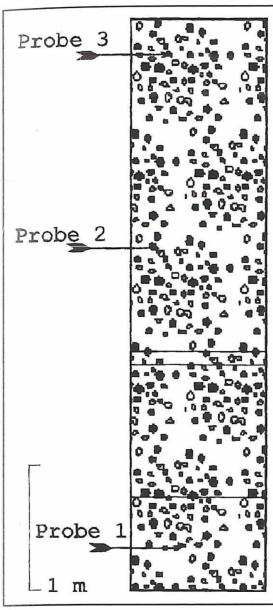
Aufschluß 3 (ehemalige Sandgrube südwestlich des Harschbergerhofes, an der östlichen Böschung), Anstehendes frei gehackt (Abb. 6: Profil3).

Dieser Aufschluß ist eine nicht mehr genutzte und an einer Seite aufgefüllte Sandgrube. Die Wand ist ungefähr 4 – 5 m hoch und besteht aus intensiv rot gefärbten Sandsteinen, die von braunen, cm-dicken Goethitbändern und -Flecken sowie von MnO_2-Anreicherungen durchsetzt sind. Als Besonderheit enthält sie weiterhin eine ungefahr 2,5 cm mächtige, unregelmäßige, verfestigte, dunkelgraue Schicht, die in unregelmäßigen Wellen annähernd horizontal durch die Sandsteine verläuft.

Obere Einheit: zahlreiche Goethit-Lagen (2 bis 3 cm mächtig), die teilweise schräg zur Schichtung liegen. Das Einfallen schwankt innerhalb weniger Meter zwischen +/- vertikal und +/- horizontal.

Die Lagen sind nicht gleichzeitig mit der Schichtung entstanden.

Clar-Werte: 64/2, 32/15, 110/05, 30/04, 220/0.



430 cm, 250 cm darüber hellroter Sandstein fein- bis mittelkörnig, Die Schichtung ist sichtbar.

Feine Klüfte die sehr flach liegen, zum Teil Schrägschichtung

180 cm, 10 cm darüber hell rötlichbraun fein- bis mittelkörniger Sandstein, etwas stärker verfestigt

170 cm, 1 m darüber fein- bis mittel-Körniger Sandstein, hell rötlich, die Schichtung ist nicht sichtbar

70 cm fein bis mittelkörniger Sandstein, mit MnO_2-Lagen und einigen hellen gelben braunen Flecken.

Abb. 6a: Profil des Aufschlusses 3

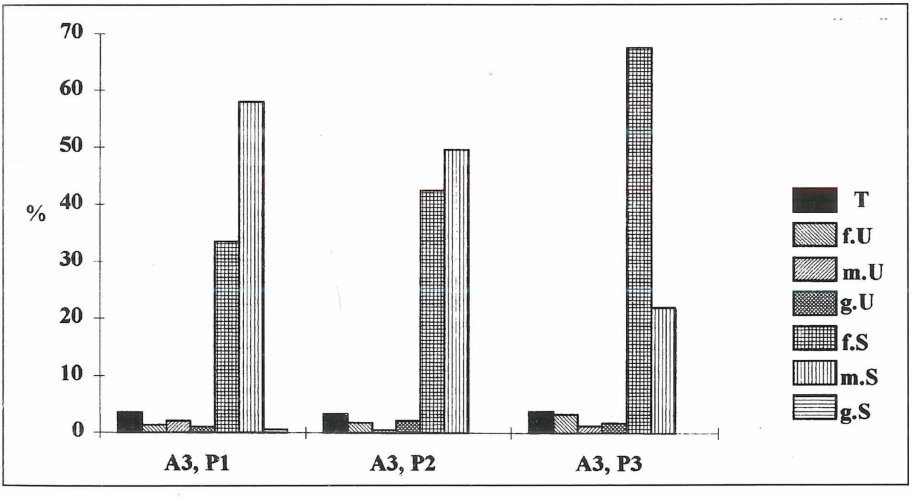


Abb. 6b: Histogramm des Aufschlusses 3

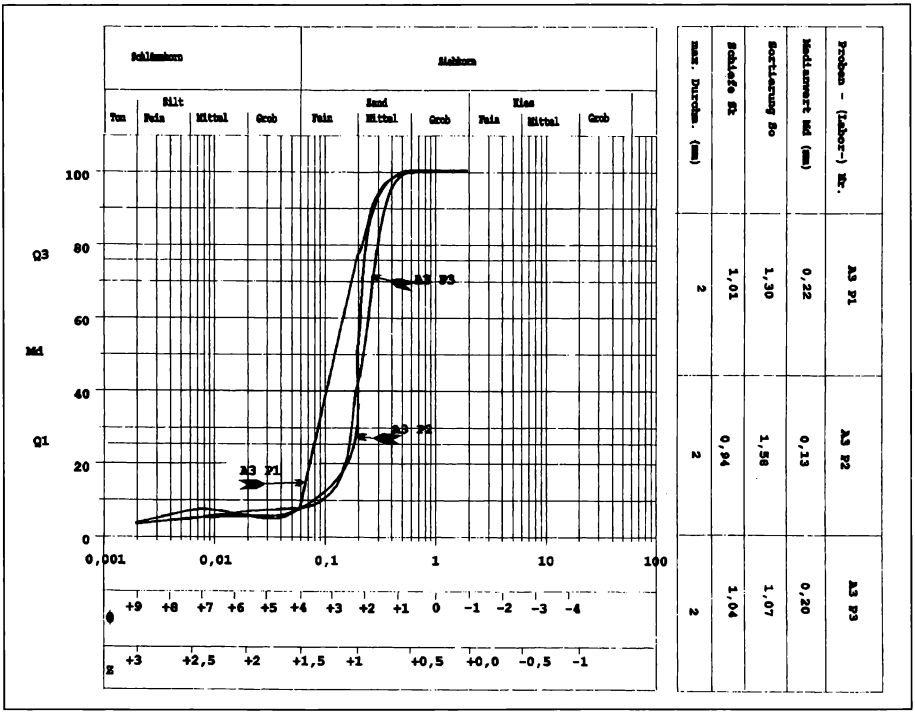


Abb. 6c: Kornsummenkurven des Aufschlusses 3

Aufschluß 9 (nördlich Mainzweiler: Sandgrube nordöstlich des Sandhofs an der Straße Mainzweiler – Remmesweiler)

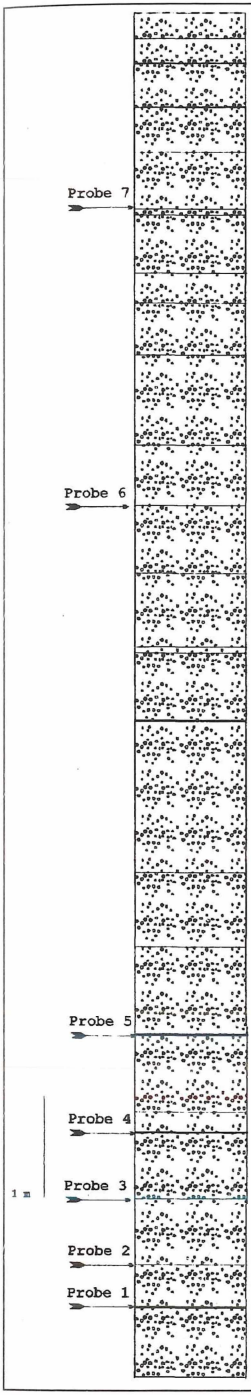
Fein- bis mittelkörniger roter Sandstein mit Schrägschichtung (Abb. 7: Profil 9). Die Körner sind z.T. gut gerundet, überwiegend Quarze, weißer Zement (tonig), und MnO_2-Flecken (Lagen), die der Schichtung folgen. In bestimmten Lagen tritt ein lila gefärbter Zement auf.

6. Dünnschliffmikroskopie

6.1 Beschreibung der Dünnschliffe

Aufschluß 2 (Friedhof Winterbach), Probe 1

Granophyrisches Gefüge, Verwachsung von Quarz und Alkalifeldspat, polykristalline Quarzkörner. Die polykristalline Zusammensetzung ist unter gekreuzten Nicols deutlich erkennbar. Die Grenzen zwischen den Kristallindividuen sind suturiert. Dies ist typisch für Quarz metamorpher Herkunft. Quarze mit reichlich Flüssigkeitseinschlüssen (Niedertemperaturbildungen, wie z.B. in hydrothermalen Gängen). Die Matrix ist tonig und kommt auf ca. 10%. Die Körner sind gerundet und mäßig sortiert. Der Porenraum beträgt ca. 10% mit einem Kornkontakt von 3 bis 4.



1394 cm, 25 cm darüber eine Störungs-Zone
1369 cm, 25 cm darüber ein dünner lila Horizont
1344 cm, 45 cm darüber eine gut ausgebildete Schichtfläche

1299 cm, 43 cm darüber eine schwarze Lage

1286 cm, 57 cm darüber ein dünner lila Horizont, 3 bis 4 mm mächtig

1199 cm, 6 cm darüber eine scharfe Schichtfuge; Probe: 7
1193 cm, 85 cm darüber eine gut ausgebildete scharfe Schichtfuge im Sandstein
1108 cm, 28 cm darüber eine gut sichtbare Schichtfuge im Sandstein

1080 cm, 50 cm darüber ein schwarzer Horizont mit Abbruch-Kante an der Basis einer Sandsteinbank
1030 cm, 90 cm darüber eine schwarze Lage, 1 bis 2 cm mächtig

940 cm, 60 cm darüber eine schwarze Lage

890 cm, 68 cm darüber eine bis zum Top; Probe: 6

822 cm, 75 cm darüber eine zweispurige schwarze Lage von 2,5 cm Mächtigkeit

747 cm, 6 cm darüber kommt ein 6 cm mächtiger lila Horizont
741 cm, 70 cm darüber eine schwach lila Horizont

671 cm, 1,55 m darüber ein lila gefärbter Horizont mit hohem Anteil an MnO_2

516 cm, 76 cm darüber ein schwarzer Horizont, der 1,5 cm mächtig ist und MnO_2-Flecken enthält

440 cm, 90 cm darüber ein lila Horizont mit einer scharf ausgebildeten Fläche

350 cm, 1 m über Proe 4 kommt ein 7 cm violetter Horizont mit MnO_2-Flecken, der 3 m nach Norden (horizontale Richtung) nur 2 cm mächtig wird; Probe: 5

250 cm, 1,80 m über Probe 1, senkrecht in der Schrägschichtung ein 5 cm mächtiger Horizont mit weißen Mineralen; Probe: 4, Clar-Wert: 352/24

180 cm, über Basis; Probe: 3, Clar-Wert: 246/19

115 cm, 45 cm über Probe 1, senkrecht in der Schrägschichtung oberhalb; Probe: 2, Clar-Wert: 350/15

70 cm über Aufschlußbasis eine 8 cm Lage; Probe: 1, Clar-Wert 14/20

Abb. 7a: Profil des Aufschlusses 9

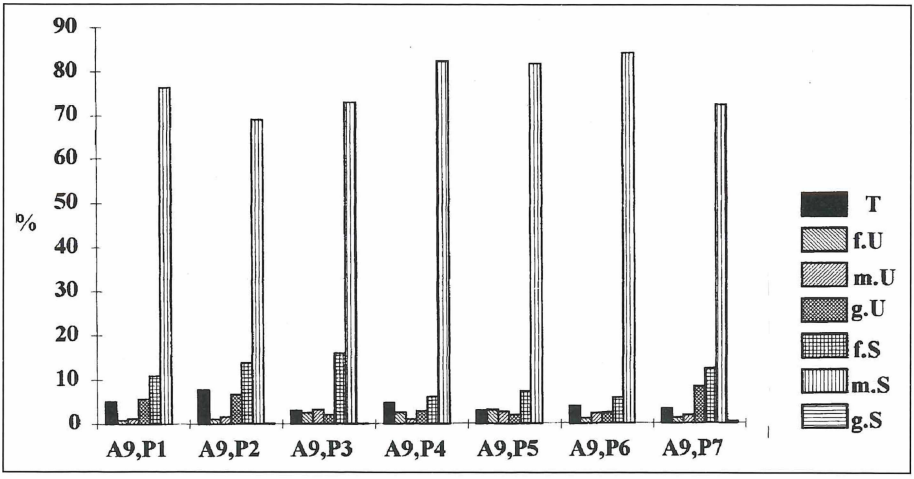
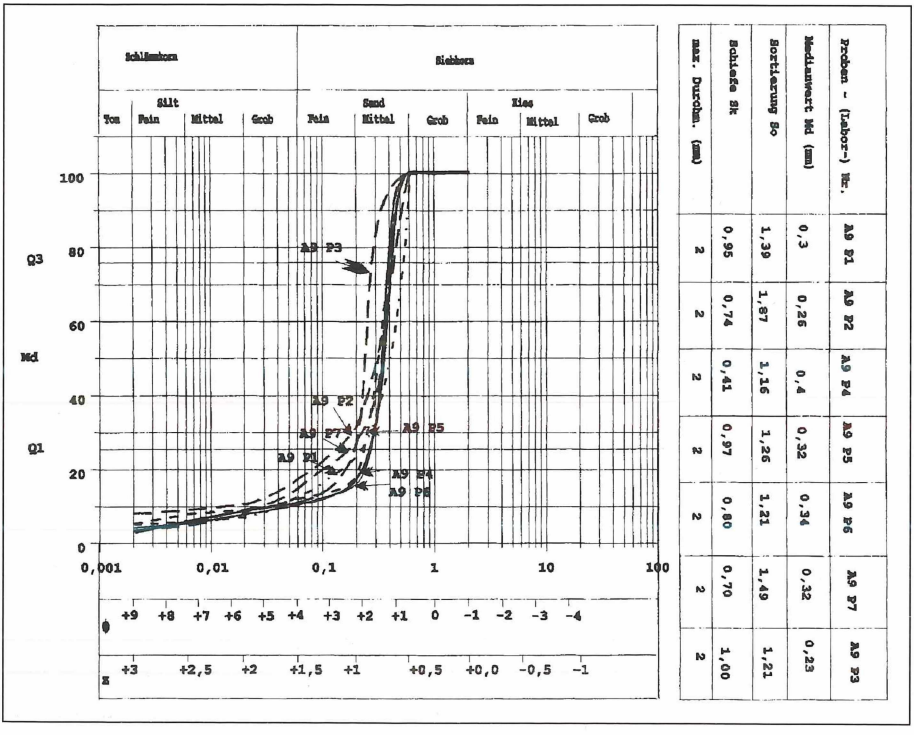


Abb. 7b: Histogramm des Aufschlusses 9



Proben - (Labor-) Nr.	Medianwert Md (mm)	Sortierung So	Schiefe Sk	max. Durchm. (mm)
A9 P1	0,3	1,39	0,95	2
A9 P2	0,26	1,87	0,74	2
A9 P4	0,4	1,16	0,41	2
A9 P5	0,32	1,26	0,97	2
A9 P6	0,34	1,21	0,80	2
A9 P7	0,32	1,49	0,70	2
A9 P3	0,23	1,21	1,00	2

Abb. 7c: Kornsummenkurven des Aufschlusses 9

Aufschluß 2 (Friedhof Winterbach), Probe 3

Polykristalline Quarze metamorpher Herkunft sind wesentlich größer als die monokristallinen Quarze, fast kein Kontakt zwischen den Körnern, dolomitischer Zement ca. 80%, keine Glimmer, keine Tonminerale. Plagioklas gut gerundet mit mehrfacher Verzwillingung. Die Körner sind gerundet und gut sortiert. Der Porenraum macht weniger als 2% aus.

Aufschluß 2 (Friedhof Winterbach), Probe 4

Gut gerundete polykristalline Quarze metamorpher Herkunft. Die Glimmer-Plättchen sind stark verwittert. Die Quarz-Körner weisen Einschlüsse auf, längliche Tonklasten, Glimmer-Plättchen, karbonatischer Zement (Dolomit) ca. 15%, die einzelnen Kristalle sind von Hämatit umrandet. Hier wurde **Glaukonit** beobachtet. Die Körner sind mäßig sortiert und gerundet. Der Porenraum erreicht ca. 20% mit einem Kornkontakt von 1 bis 2.

Aufschluß 3 (ehemalige Sandgrube südwestlich des Harschbergerhofes), Probe 2

Klastenmaterial metamorpher Herkunft, einschlußreicher Polyquarz mit suturierten Kristallgrenzen. Detritische Hellglimmerschuppen.

Quarz mit Hämatitbildung, Gesteinsfragmente aus Tonstein oder Tonschiefer, Feldspatverwitterungserscheinungen, Feldspat (Mikroklin). Hier treten **Glaukonit-Pellets** mit braunen Limonit-Umrandungen auf (Limonit als Folge der Oxidation des in den Glaukoniten vorkommenden Fe^{2+}).

Aufschluß 9 (nördlich Mainzweiler: Sandgrube nordöstlich des Sandhofs), Probe 1

Die Körnern sind gerundet (4), mit einem Kornkontakt von 3 bis 5, und haben eine Umrandung aus braunem Eisenoxidmaterial mit verschiedener Stärke.

Die monokristallinen Quarzkörner (magmatisch-vulkanischer Herkunft) sind angerundet und zeigen gerade Auslöschung. Angerundete polykristalline Quarze metamorpher Herkunft zeigen undulöse Auslöschung, die Grenzen zwischen den Kristallindividuen sind suturiert.

Gut gerundete Rhyolith-Fragmente. Die Gesteinsbruchstücke von grobkörnigen Metamorphiten zeigen oft eine Schieferung, es handelt sich um ein Fragment eines muskovitführenden Gesteins, die Glimmer-Plättchen zeigen eine bevorzugte Ausrichtung. Feldspat-Umwandlungen sind auch zu beobachten.

Vulkanische Gesteinsfragmente, sie bestehen aus Plagioklasleisten, die in einer umgewandelten Grundmasse schwimmen. Plagioklas und Kalifeldspäte machen ca. 15% der Probe aus. Die Matrix ist tonig < 15%, Eisenoxid-Zement, Kompaktion und Drucklösungs-Erscheinungen zwischen den Quarzkörnern. Feinkörniger Illit bzw. Sericit als Alterationsprodukt im Klastenmaterial, Chert-Fragmente und opake Minerale sind auch vorhanden. Die Kornrundung und Sortierung sind gut, der Porenraum macht ca. 15%.

Aufschluß 9 (nördlich Mainzweiler: Sandgrube nordöstlich des Sandhofs), Probe 2

Glaukonithaltige Probe. Die **Glaukonite** sind grün gefärbt (bei LPL und auch unter gekreuzten Nicols) und gut gerundet.

Die Körner weisen einen Kornkontakt von 3 bis 4 auf, die Sortierung ist gut. Weiter treten Glimmer-Plättchen (Muskovit) mit bevorzugter Ausrichtung zwischen Quarzkörnern auf, sowie opake Minerale, polykristalline Quarze metamorpher Herkunft, bituminöse Anteile, gut gerundete vulkanische Klasten und Kompaktion und Drucklösungserscheinungen. Bruchstücke von grobkörnigen Metamorphiten (muskovitführende Gesteine) zeigen oft eine Schieferung. Die monokristallinen Quarzkörner sind angerundet und zeigen gerade Auslöschung. Die Plagioklase und Kalifeldspäte machen ca. 15% der Probe aus. Die Matrix ist tonig mit ca. 15% und der Porenraum macht ca. 10% aus.

Aufschluß 9 (nördlich Mainzweiler: Sandgrube nordöstlich des Sandhofs), Probe 3

Gesteinsfragmente Schieferquarz, Eisenoxidflecken umranden die Kristallindividuen im lokalen Bereich der Dünnschliffe, wobei die Quarzkörner eckig und die Feldspatkörner angerundet sind. Druck- und Kompaktionslösung sind zwischen den verschiedenen Körnern zu beobachten, Polyquarze mit Glimmerplättchen, feinkörniger Illit als Alterationsprodukt im Klastenmaterial, tonige Matrix, Verdrängungs-Erscheinungen zwischen den Quarzkörnern, Chertfragmente, opake Minerale, braune Kristalle mit schwarzen Einschlüssen, **Glaukonit-Körner,** braun-grün, eckig, von Eisenoxidsäumen angegriffen. Die Körner sind gerundet und gut sortiert mit einem Kornkontakt von 3 bis 4 und einem Porenraum von ca. 10%. Opake und Schwerminerale (Zirkon, Rutil) sind auch vorhanden.

Aufschluß 9 (nördlich Mainzweiler: Sandgrube nordöstlich des Sandhofs), Probe 4

Gut gerundete Kristallindividuen, polykristalline Quarzkörner metamorpher Herkunft, opake Anteile < 2% sind vorhanden, gut gerundete Chert-Fragmente, polykristalline Quarze mit Glimmer-Plättchen-Einschlüssen mit einer bevorzugten Ausrichtung, Kompaktion und Drucklösung zwischen manchen monokristallinen Quarzen und Bruchstücken von Metamorphiten, 15%-tonige Matrix, Eisenoxid-Zement, feinkörniger Illit bzw. Sericit als Alterationsprodukt im Klastenmaterial, das noch als detritischer Plagioklas identifizierbar ist. Rhyolith-Bruchstücke mit einer feinen Textur. Illitisierte Tonklasten, Lösung und Verdrängung von Partikeln. Auffällig sind die randlichen Einbuchtungen mancher Quarze, dies ist eine Folge der Korrosion der Quarze während der Diagenese und führt zu einer Vergrößerung der Porositat. Quarz-Körner sind mit authigenen Illitrasen überzogen.

Aufschluß 9 (nördlich Mainzweiler: Sandgrube nordöstlich des Sandhofs), Probe 5

Zu beobachten sind viele opake Minerale 5%, Eisenoxid-Umrandungen, polykristalline Quarze mit Glimmer-Plättchen, Rhyolith-Fragmente, Kompaktion und Drucklösungen, bituminöse Bestandteile. Tonklasten, Verdrängungserscheinungen, polysynthetische Feldspäte. Die Körner sind gut sortiert, gerundet. Die Chertklasten sind gut gerundet, Illit-Zement, tonige Matrix ca. 15% und ein ca. 20% Porenraum.

Aufschluß 9 (nördlich Mainzweiler: Sandgrube nordöstlich des Sandhofs),
Proben 6 und 7

Die Proben 6 und 7 zeigen fast dieselben Eigenschaften wie die der Probe 5 mit einem Kornkontakt von 3 bis 4, eine tonige Matrix ca. 15%, ca. 15% Lithoklasten und ein Porenraum von ca. 20%. Bei der Probe 7 ist **Glaukonit** vorhanden.

7. Interpretation der Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen

Polykristalline Quarzkörner und Chert sind mechanisch widerstandsfähiger als monokristalline Quarze, chemisch scheint in der Natur das Umgekehrte zu gelten. Monokristalline Quarze mit undulöser Auslöschung und polykristalline Quarze weisen eine geringere Stabilität auf als unbeanspruchte gerade auslöschende monokristalline Quarze. Feldspatreiche Gesteine sind oft direkt von Kristallingesteinen herzuleiten.

Kalifeldspat überwiegt in den meisten Arkosen. Diese entstehen vorwiegend aus Graniten und Gneisen, vorwiegend im Inneren von Kratonen, in terrestrischem Milieu, und zwar häufig in der ariden und semiariden Klimazone mit geringer chemischer Verwitterung. Im allgemeinen geht ein erhöhter Glimmergehalt Hand in Hand mit einem höheren Anteil an Feldspat oder Gesteinsbruchstücken.

Die Untersuchungen führten zu folgendem Ergebnis:

Die Sandsteine der untersuchten Schichten haben in ihrer petrographischen Zusammensetzung einen relativ gleichbleibenden Hauptmineralbestand. Folgende Hauptmineralbestandteile sind im Dreiecksdiagramm gegeneinander aufgetragen: monokristal-

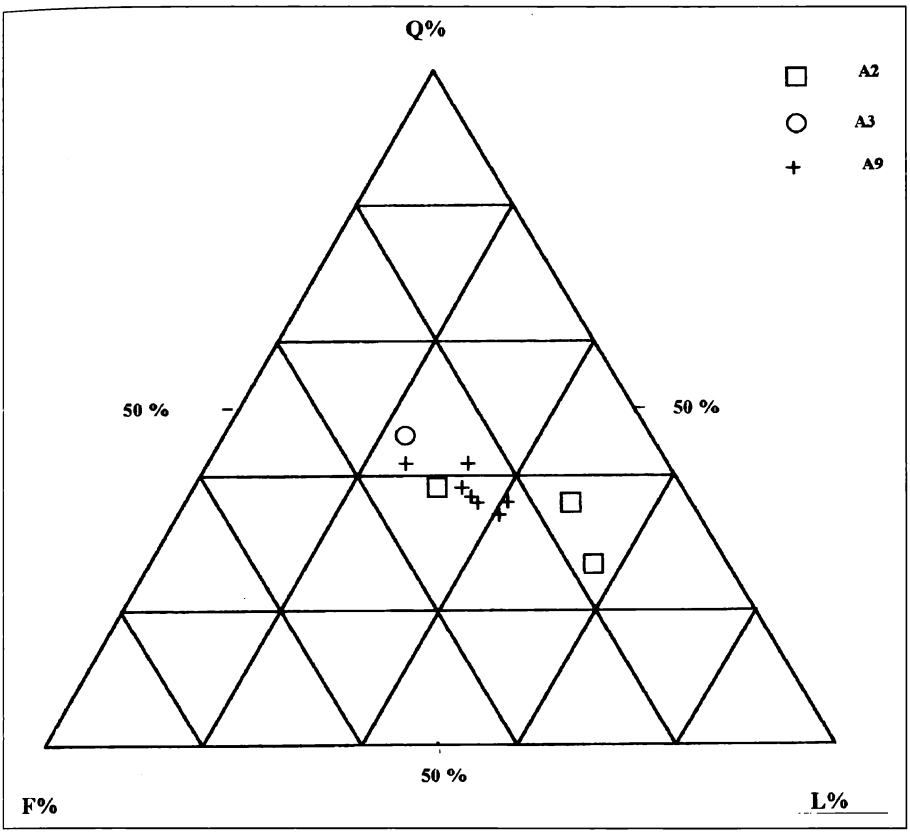


Abb. 8: Dreieck-Diagramm Q-Fsp-Lithoklasten

liner Quarz, Feldspat und Gesteinsfragmente, bei denen polykristalliner Gangquarz und Qz/Fsp/Glm-Verwitterung überwiegen.

Im Diagramm sind alle Proben und ihre prozentualen Anteile der drei Hauptminerale untereinander (Summe = 100%) verzeichnet.

Die Sandsteine besitzen fast alle einen hämatitischen Zement und eine tonige Matrix außer 2 Proben aus dem Aufschluß 2, wobei der Zement dort aus Dolomit besteht.

Nach den Dünnschliffuntersuchungen dominieren in allen Proben mäßig gerundete bis gerundete Kornformen mit einem Kornkontakt von 3 bis 5, ausnahmsweise die Proben 3 und 4 aus dem Aufschluß 2 mit einem Kornkontakt von 1 bis 2. Die Sortierung ist mäßig bis sehr gut.

Bei den Proben 3 und 4 aus dem Aufschluß 2 konnten röntgenographisch Karbonate nachgewiesen werden. Nach Lage des Hauptreflexes bei d = 2,89 Å liegen diese Karbonatanteile ausschließlich als Dolomit vor.

Glaukonit ist in den Proben 1 und 4 aus dem Aufschluß 2, in der Probe 2 aus dem Aufschluß 3 und in den Proben 3, 5 und 7 aus dem Aufschluß 9 vorhanden. Es handelt sich um ein im Dünnchliff, gut gerundetes, grünes Mineral (Abb. 9, 10).

Bei der Probe 4 aus dem Aufschluß 2 wurden Glaukonit-Pellets mit braunen Limonit-Umrandungen beobachet (Limonit als Folge der Oxidation des in den Glaukoniten vorkommenden Fe^{2+}).

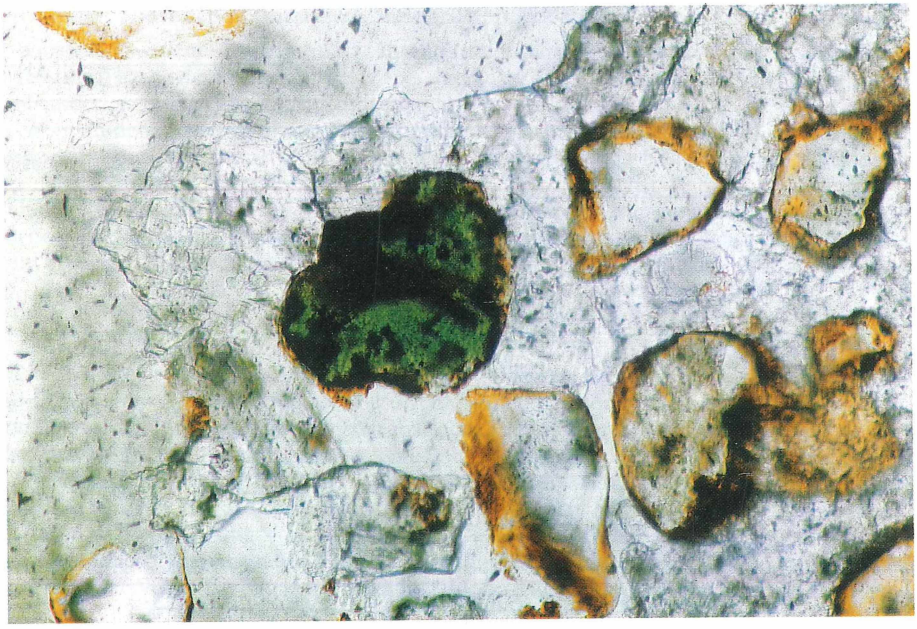


Abb. 9: Glaukonitkorn grüner Farbe (Größe ca. 0,5 x 0,33 mm) in der Mitte der Abbildung, nicht gekr. Nicols, Aufschluß 2, Probe 3 (aus EL OUENJLI 1995)



Abb. 10: Glaukonitkorn grüner Farbe (Größe ca. 0,5 x 0,33 mm) in der Mitte der Abbildung, nicht gekr. Nicols, Aufschluß 9, Probe 2 (aus EL OUENJLI 1995)

Tabelle 1: Zusammensetzung aller Proben

Probe Nr.	Quarz	Plagio-klas	k-Feld-spat	Glim-mer	Opake Schwer-min.	Authi-gene Min.	Poren-raum	Mat-rix	Sortie-rung
A2, P1	25	3	7	2	1	10	10	10	mäßig
A2, P3	4	1	1	1	1	1	2	80	sehr gut
A2, P4	10	1	4	1	1	5	20	50	mäßig
A3, P	20	10	5	< 1	< 1	5	20	20	gut
A9, P1	25	10	5	< 1	3	10	15	< 15	gut
A9, P2	20	5	10	< 2	5	10	10	15	gut
A9, P3	25	10	10	2	3	5	10	15	gut
A9, P4	20	7	8	< 1	<2	7	20	15	gut
A9, P5	20	10	5	< 1	<2	10	20	15	gut
A9, P6	25	5	15	< 1	2	5	20	15	gut
A9, P7	20	5	10	< 2	< 3	5	20	15	gut

Tabelle 2: Prozentanteile an Quarz, Feldspat und Lithoklasten in jedem Aufschluß

	Q	F	L	Q%	F%	L%
A2	13,00	9,17	17,83	30,32	24,60	45,08
A3	20,00	15,00	18,00	37,74	28,30	33,96
A9	22,14	16,43	19,71	37,94	28,14	33,92

8. Granulometrie

Schon MÜLLER (1964) stellte fest, daß die sich aus der mechanischen Analyse ableitende Korngrößenverteilung die wichtigste Eigenschaft eines klastischen Sediments ist. Sie steht in enger Beziehung zu den physikalischen Kräften, die während des Transportes und der Ablagerung wirksam waren. Somit erlaubt die Korngrößenanalyse, wenn auch in eingeschränktem Maße, Aussagen über die Genese eines Sediments. Ferner können Unterschiede in der Korngrößenverteilung zur stratigraphischen Gliederung und zur gegenseitigen Abgrenzung von Schichtkomplexen dienen.

Tabelle 3: Korngrößen-Parameter jedes Aufschlusses

	< 0,002	Md (mm)	Am (mm)	So	Sk	U
A2	3,65	0,24	0,29	1,77	1,08	2,51
A3	3,57	0,18	0,19	1,32	1,00	1,65
A9	4,49	0,31	0,29	1,37	0,80	3,24

Nach der Kornsummenkurve und nach SINDOWSKI (1957) benötigt man zur Berechnung verschiedener korngrößenanalytischer Parameter Quartil- und Percentilwerte, die aus Kornsummenkurven entnommen werden können. Deshalb wurde für jede Probe eine solche Kurve gezeichnet. Die Zeichnung erfolgte auf semilogarithmischem Papier. Bei diesem Papier ist die Ordinate, die die Prozentwerte von 0 – 100% trägt, dekadisch unterteilt, während die Abszisse, die den Korngrößenbereich von 0,002 bis 2 mm entsprechend den verwendeten Sieben umfaßt, logarithmisch unterteilt ist. Die Korngröße nimmt auf der Abszisse von links nach rechts zu. Die Anfangshöhe der Kurve wird durch den zu der entsprechenden Probe gehörigen Gehalt an Abschlämmbaren gegeben.

Tabelle 4: Ergebnisse der Sieb- und Schlämmanalyse. Kornsummen-Werte

	T%	fu%	mu%	gu%	fs%	ms%	gs%
mm	0,002	0,0063	0,02	0,0~	0,20	0,60	2,00
A2, P1	7,100	9,40	10,10	14,7C	37,75	98,95	100,00
A2, P2	5,900	7,85	9,30	14,1C	37,78	96,80	100,00
A2, P3	0,950	1,55	1,75	7,5C	43,62	74,06	100,00
A2, P4	0,650	2,40	4,70	12,23	43,29	83,41	100,00
A3, P1	3,550	4,85	6,85	7,82	41,35	99,42	100,00
A3, P2	3,800	7,10	5,85	7,64	76,46	100,00	100,00
A3, P3	3,350	5,10	5,60	7,67	50,26	100,00	100,00
A9, P1∫	5,100	5,95	7,15	12,84	23,70	100,00	100,00
A9, P2	7,800	8,90	10,45	17,16	31,04	99,93	100,00
A9, P3	3,100	5,70	9,00	10,98	27,01	99,87	100,00
A9, P4	4,900	7,60	8,70	11,65	17,80	100,00	100,00
A9, P5	3,100	6,25	9,05	10,98	18,30	100,00	100,00
A9, P6	4,000	5,25	7,65	10,20	16,09	100,00	100,00
A9, P7	3,450	4,70	6,50	14,91	27,33	99,51	100,00

Tabelle 5: Ergebnisse der Sieb- und Schlämmanalyse. Mittelwerte

	T.%	f.u.%	m.u.%	g.u.%	fs.%	ms.%	gs.%
mm	0,002	0,0063	0,02	0,06	0,20	0,63	2,00
A.2	3,650	1,6500	1,16	5,67	28,40	47,69	11,70
A.3	3,570	2,1200	1,25	1,61	47,98	43,28	0,19
A.9	4,490	1,8400	2,02	4,32	10,37	76,86	0,10

9. Diskussion und Interpretation der Ergebnisse, besonders auch der Glaukonitfunde

Nach den Korngrößenuntersuchungen bestehen die Winterbach-Schichten, die dem Rotliegend des St. Wendeler Grabens auflagern, vorwiegend aus fein- bis mittelkörnigen, roten Sandsteinen. Eine Ausnahme zeigen die Proben der Aufschlüsse 2 und 1 im Norden des Arbeitsgebietes mit einem Grobsand-Prozentanteil von 11 und 13%, die anderen Auf-

schlüsse haben einen Wert von 0,10 bis 2,86%. Die Sortierung schwankt zwischen 1,28 und über 2%, d.h. sie ist gut, mittelmäßig bis schlecht. Von Süden nach Norden nimmt der Medianwert erst ab (ruhiges Milieu), dann nimmt er zu. Im Norden und im Süden zeigen die Sandsteine der Aufschlüsse 1, 2, 9 und 10 einen hohen Medianwert, was auf eine zunehmende Unruhe des Ablagerungsraums hinweist. Bei den Proben überwiegen Schiefekoeffizienten < 1, sie zeigen damit eine leichte Dominanz feinerer Kornklassen. Der Aufschluß 3 besitzt eine symmetrische Kurve, Sk ist gleich 1, bei dem Aufschluß 2 ist der Sk > 1 und damit besteht eine leichte Dominanz gröberer Kornklassen.

Im Schwermineralspektrum des Arbeitsgebietes treten neben den Stabilkomponenten Turmalin-Zirkon-Rutil auch beträchtliche Anteile an Anatas, Staurolith und Granat auf. Die Schwerminerale zeigen einen schwankenden Verlauf von Süden nach Norden. Im Arbeitsgebiet sind Turmalin und Zirkon die häufigsten Schwerminerale und erreichen in Addition Anteile über 87%. Von Süden nach Norden nimmt der Gehalt an Turmalin stark ab (Aufschluß 4), dann nimmt er stark zu (Aufschluß 3) und schließlich wieder stark ab (Aufschlüsse 1 und 2). Die entgegengesetzte Tendenz ist beim Zirkon zu beobachten.

Die Dünnschliff-Untersuchungen zeigen einen relativ gleichbleibenden Hauptmineralbestand: monokristalline Quarze, Feldspäte und Gesteinsfragmente. Fast alle Proben haben eine tonige Matrix, außer 2 Proben aus dem Aufschluß 2, wobei der Zement dort dolomitisch ist. Dies konnte röntgenographisch nachgewiesen werden.

Die Untersuchungen haben überraschenderweise das Vorhandensein von **Glaukonitkörnern** in Dünnschliffen der Aufschlüsse A2 (Friedhof Winterbach), A3 (ehemalige Sandgrube südwestlich des Harschbergerhofes) und A9 (Sandgrube Sandhof) ergeben.

Bei den Glaukoniten handelt es sich nach der einschlägigen Literatur um synsedimentär bis diagenetisch gebildete Minerale mariner Sedimente. Sie gelten als Environmentindikatoren (HELING & BEYER 1992). Am häufigsten kommen sie im Flachmeerbereich mit geringer Sedimentationsrate vor. Nach HEIM (1990) tritt Glaukonit in marinen, nicht allzu küstenfernen Bereichen etwa bis 2000 m Wassertiefe auf. Er ist eine Neubildung im Sediment in einem lokalen und temporär reduzierenden Milieu. ODIN & MATTER (1981), ODOM (1984) und ODIN (1988) bezeichneten Glaukonit in Sandsteinen als Indikator für marines Environment und besonders nach AMOROSI (1995) ist Glaukonit einer der zuverlässigsten Indikatoren für marines Milieu mit niedrigen Sedimentationsraten.

In der Fachliteratur ist eine große Zahl von Glaukonitanalysen veröffentlicht. Die vergleichende Betrachtung der verfügbaren Analysen läßt sofort den weiten Spielraum der chemischen Zusammensetzung des Glaukonits erkennen. Er ist durch die Austauschbarkeit verschiedener Ionen im Glaukonitgitter begründet.

BORCHERT & BRAUN (1964) haben Untersuchungen durchgeführt, deren Grundlage 78 Glaukonitanalysen bilden (Tab. 6). In Tab. 6 und in Abb. 13 sind die Analysen nach steigendem Gesamt-Fe-Gehalt angeordnet worden. Am Aufbau des Glaukonits sind sowohl Fe^{2+}- als auch Fe^{3+}-Ionen beteiligt. In den weitaus meisten Fällen ist aber der Fe^{3+}-Gehalt bedeutend höher als der Fe^{2+}-Anteil. Der Vergleich der Gesamt-Fe-, der Fe_2O_3- und der FeO-Kurve in Abb. 13 zeigt sofort, daß ein Anstieg des Gesamt-Fe-Gehalts in der Regel mit einem Anwachsen des Gehalts an Fe^{3+}-Ionen parallel läuft, während der Gehalt an Fe^{2+}-Ionen bei den eisenreichen Varietäten mehr oder weniger konstant bleibt. Das bedeutet also, daß das Fe^{3+}-Ion eine größere Austauschbarkeit mit anderen Ionen besitzt als das Fe^{2+}-Ion.

Es ist bekannt, daß sich Al und Fe^{3+} im Gitter vieler Silikate und Tonminerale gegenseitig vertreten. Die Gehalte des Glaukonits an Fe^{3+} und Al sind besonders starken Schwankungen unterworfen (BORCHERT & BRAUN 1964).

Es besteht ein kontinuierlicher Übergang von Fe-reichen und Al-armen Typen zu solchen, die einen nur geringen Fe- und einen hohen Al-Gehalt haben.

BORCHERT & BRAUN (1964) stellten drei repräsentative Typen von Glaukonit-Analysen auf: einen ersten für extrem Fe-reiche und Al-arme Glaukonite „Fe-Glaukonit", einen

zweiten mit mittleren Gehalten dieser Hauptkomponenten „Gewöhnlicher Glaukonit", und schließlich einen dritten äußerst Fe-armen und entsprechend Al-reichen „Al-Glaukonit". Die folgende Tabelle zeigt die charakteristischen Werte für diese drei Glaukonit-Typen.

Tabelle 6: Analysen von drei repräsentativen Glaukonit-Typen nach BORCHERT & BRAUN (1964)

	Fe_2O_3	FeO	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O-	H_2O+
a	26	3,5	49	4	–	3	7,5	–	3	4
b	19	3	49,5	8	1	3,5	7,5	0,5	3,5	4,5
c	10	3,5	50	15	1	3,5	7,5	0,5	4	5

Tabelle 7: Analyse eines Glaukonit-Korns aus dem Aufschluß 9, Probe 7

Weight	percent	(OH by difference!)			Group Silikatanalyse Sample Stapf 02										
Element	1	2	3	4	9	10	11	12	13	14	Min	Max	Average	Sigma	Lit: DHZ	Lit. Norm
Na_2O	0.04	0.09	0.06	0.06	0.04	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.09	0.06	0.02	0.12	0.13
SiO_2	55.55	55.40	55.05	55.05	55.01	54.93	54.77	55.01	55.09	55.27	54.77	55.55	55.11	0.23	49.29	51.67
K_2O	9.68	9.89	9.85	10.01	9.71	9.95	10.14	9.73	9.82	9.78	9.68	10.14	9.86	0.15	6.02	6.31
TiO_2	0.03	0.05	0.14	0.08	0.07	0.08	0.07	0.04	0.08	0.03	0.03	0.14	0.07	0.03	0.12	0.13
Fe_2O_3	11.44	11.48	13.52	13.36	11.64	13.54	13.79	11.67	11.85	11.49	11.44	13.79	12.38	1.03	25.27	26.49
MgO	5.49	5.50	5.55	5.59	5.61	5.39	5.55	5.66	5.59	5.59	5.39	5.66	5.55	0.08	3.85	4.04
Al_2O_3	11.23	11.38	9.04	9.11	10.67	8.92	8.93	11.05	10.30	11.14	8.92	11.38	10.18	1.06	3.17	3.32
CaO	0.09	0.08	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.09	0.05	0.02	0.74	0.78
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
MnO	0.00	0.04	0.01	0.02	0.05	0.00	0.06	0.05	0.00	0.04	0.00	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00
(OH)	6.43	6.07	6.70	6.66	7.13	7.09	6.58	6.63	7.21	6.52	6.07	7.21	6.70	0.35	6.81	7.14
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	0.00	95.39	100.00

Weight	percent	hier als FeO		(OH by difference!)										
Element	1	2	3	4	9	10	11	12	13	14	Minimum	Maximum	Average	Sigma
Na_2O	0.04	0.09	0.06	0.06	0.04	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.09	0.06	0.02
SiO_2	55.55	55.40	55.05	55.05	55.01	54.93	54.77	55.01	55.09	55.27	54.77	55.55	55.11	0.23
K_2O	9.68	9.89	9.85	10.01	9.71	9.95	10.14	9.73	9.81	9.77	9.68	10.14	9.85	0.15
TiO_2	0.03	0.05	0.14	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.04	0.08	0.03	0.14	0.07	0.03
FeO	10.13	10.33	12.17	12.02	10.47	12.19	12.41	10.50	10.66	10.34	10.30	12.41	11.14	0.92
MgO	5.49	5.50	5.55	5.59	5.61	5.39	5.55	5.66	5.59	5.59	5.39	5.66	5.55	0.08
Al_2O_3	11.23	11.38	9.04	9.11	10.67	8.92	8.93	11.05	10.30	11.14	8.92	11.38	10.18	1.06
CaO	0.09	0.08	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.09	0.05	0.02
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
MnO	0.00	0.04	0.01	0.02	0.05	0.00	0.06	0.05	0.00	0.04	0.00	0.06	0.03	0.02
(OH)	7.58	7.23	8.06	8.00	8.30	8.45	7.97	7.81	8.40	768	7.23	8.45	7.95	0.39
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	

Zwischensummen:										
Fe_1+T	1.21	1.21	1.45	1.43	1.24	1.46	1.48	1.23	1.27	1.21
ΣO(FeT)	22.21	22.21	22.25	22.25	2.19	22.29	22.26	22.16	22.23	22.18
normierte Teilformel: O + OH = 24 „O = 22", Tet = 8, Okt = 4										
Element	1	2	3	4	9	10	11	12	13	14
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Si	7.79	7.75	7.84	7.84	7.78	7.87	7.82	7.73	7.82	7.76
K	1.73	1.77	1.79	1.82	1.75	1.82	1.85	1.75	1.78	1.75
Ti	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe^{3+}	0.08	0.79	0.96	0.93	0.85	0.88	0.97	0.91	0.81	0.84
Fe^{2+}	0.41	0.42	0.49	0.51	0.38	0.58	0.51	0.33	0.45	0.37
Mg	1.15	1.15	1.18	1.19	1.18	1.15	1.18	1.19	1.18	1.17
Al	1.86	1.88	1.52	1.53	1.78	1.51	1.50	1.83	1.72	1.84
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
ΣOktTet	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00
ΣO	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
(K, Na, Ca) 1.2 · 2 (al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg) 4 [(OH) 4/(Si, Al) 8O20]										
Kontrolle:										
Al-Okt	1.64	1.63	1.35	1.37	1.56	1.38	1.32	1.57	1.55	1.60
ΣOkt	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Σ=8!										
ΣAlk	1.76	1.80	1.81	1.84	1.77	1.84	1.87	1.77	1.80	1.77
wt%OH	8.29	8.27	8.19	8.19	8.27	8.18	8.16	8.27	8.25	8.28

Tabelle 8: Glaukonit-Analyse mit der Mikrosonde

Weight	percent	Group: UNK_Geologie			Sample: STAPF04		
Element	1	3	4	5	6	7	8
Na2O	1.456	0.110	0.121	0.147	0.175	0.239	0.569
SiO2	48.349	48.127	47.448	48.075	48.512	48.146	47.718
K2O	3.539	3.272	3.322	3.438	3.981	3.050	3.230
TiO2	–	–	0.050	0.038	–	0.028	0.016
FeO	19.367	19.263	19.538	19.904	17.375	20.332	19.666
MgO	3.997	4.080	3.903	3.932	3.985	3.846	3.807
Al2O3	8.297	8.078	8.050	8.320	9.960	7.351	7.838
CaO	0.142	0.473	0.351	0.349	0.395	0.444	0.325
Cr2O3	–	–	0.009	0.018	–	0.021	0.002
MnO	0.056	0.026	0.050	–	0.003	0.103	0.012
(OH)	14.799	13 572	17.159	15.791	15.313	13.442	13.815
Total	100.002	100.001	100.000	100.002	99.999	100.002	99.998

Weight	percent	Group: UNK_Geologie		Sample: STAPF04
Element	Minimum	Maximum	Average	Sigma
Na2O	0.110	1.456	0.402	0.491
SiO2	47.448	48.512	48.054	0.363
K2O	3.050	3.981	3.405	0.298
TiO2	–	0.050	0.019	0.020
FeO	17.375	20.332	19.349	0.941
MgO	3.807	4.080	3.936	0.094
A12O3	7.351	9.960	8.271	0.814
CaO	0.142	0.473	0.354	0.108
Cr2O3	–	0.021	0.007	0.009
MnO	–	0.103	0.036	0.037
(OH)	14.799	17.158	16.169	0.813
Total	99.998	100.002	100.001	0.002

Unsere Glaukonit-Analyse zeigt einen Fe_2O_3-Gehalt von 12,38% und einen Al_2O_3-Gehalt von 10,18%. Unser Glaukonit liegt demnach zwischen Typ b und c nach BORCHERT & BRAUN (1964), hat aber einen sehr hohen K_2O-Gehalt. Nach VELDE (1995) handelt es sich um einen sehr reifen Glaukonit, da dieser Autor aufgrund des K_2O-Gehalts vier Typen von Glaukoniten unterschied:

1) in stato nascendi-Glaukonite (nascent) mit 3% K_2O,
2) schwach entwickelte Glaukonite (slightly evolved) mit 5% K_2O,
3) entwickelte Glaukonite (evolved) mit 7% K_2O und
4) weit entwickelte Glaukonite (highly evolved) mit 9% K_2O.

In seiner Abb. 4.19 setzte VELDE (1995: 197) außerdem die verschiedenen K_2O-Gehalte von Glaukoniten zu deren unterschiedlich langen Bildungszeiten in Beziehung. So gab er für sehr reife (weit entwickelte) Glaukonite, wie sie in unserem Fall vorliegen, Bildungszeiten von 10^6 Jahren an.

VELDE (1995) schrieb weiterhin, daß Glaukonite als grüne Körner von Silt- bis Sandkorngröße auftreten und durch das Ersetzen von biogenen Aggregaten in Pellets oder durch die Umwandlung von Foraminiferen- oder anderen Mikrofossil-Füllungen entstehen können. Im Detail gibt es viele Sorten von Materialien (z. B. Quarz, Feldspat, Phosphate), die am Anfang einer Glaukonit-Bildung stehen können.

Die Glaukonit-Verteilung ist in rezenten Sedimenten nach VELDE (1995) hauptsächlich im flachmarinen Milieu in einer Wassertiefe zwischen 100 und 300 m bei geringen Sedimentationsraten zu beobachten.

Dabei sollte nach AMOROSI (1995) zusätzlich unterschieden werden zwischen autochthonen und allochthonen, zwischen unreifen und sehr reifen sowie zwischen intrasequentiellen und extrasequentiellen Glaukoniten. Während die Bestimmung der Autochthonie (= intrasequentielle Glaukonite) und der Allochthonie (= extrasequentielle Glaukonite) aus Dünnschliff-Untersuchungen hervorgeht, lassen sich nach AMOROSI (1995) die Reifestadien der Glaukonite am besten mit ihrem K_2O-Gehalt festlegen (< 4% K_2O = Glaukonit mit niedriger Reife, 4 – 6% K_2O = Glaukonit mit mittlerer Reife, 6 – 8% K_2O = Glaukonit mit hoher Reife, > 8% K_2O = Glaukonit mit sehr hoher Reife).

Aus den obigen Erläuterungen ergibt sich, daß nur durch die Dünnschliff-Untersuchungen von EL OUENJLI (1995) in Verbindung mit dessen Diplom-Kartierung (1993) im St. Wendeler Graben eine Aussage über die Alterseinstufung der untersuchten Sandsteine möglich ist. Durch den Fund von Glaukonitkörnern und von Dolomit-Zementen in einigen Proben sowie die Entdeckung der diskordanten Auflagerung dieser Glaukonitführenden Sandsteine (Winterbach-Schichten) auf älterem Rotliegend erscheint ihre Einstufung in den Zechstein zwingend.

Selbst wenn eine marine Entstehung der Glaukonite nicht als zwingend angesehen, sondern ihnen nur der Hinweis auf eine erhöhte Salinität zugebilligt wird, ergibt sich trotzdem die Einstufung der Winterbach-Schichten in den Zechstein, da der Untere Buntsandstein keinesfalls als hoher salinar gelten kann.

Mit der Einstufung der Winterbach-Schichten in den Zechstein wird gleichzeitig erstmals eine küstenbeeinflußte, sandige Sabkha des Zechstein-Meeres nachgewiesen, die eine deutlich weitere südwestwärtige Verschiebung der Zechsteinverbreitung notwendig macht, als es PAUL (1985) bekannt war (s. Abb. 11). Weltberühmte rezente Vergleichsbeispiele gibt es am Persischen Golf, wo bis 60 km breite und 400 km lange, sandige Sabkha-Bereiche beobachtet wurden (PURSER & SEIBOLD 1973, BUSH 1973, HANDFORD 1991 und WARREN 1991).

10. Zusammenfassung

Wie die Ausführungen dieser Arbeit gezeigt haben, ist es mit Hilfe der Sedimentologie möglich, eine Reihe von geologischen Fragen zu beantworten. Die herkömmlichen sedimentpetrographischen Untersuchungsmethoden wie Korngrößen-, Schwermineral-

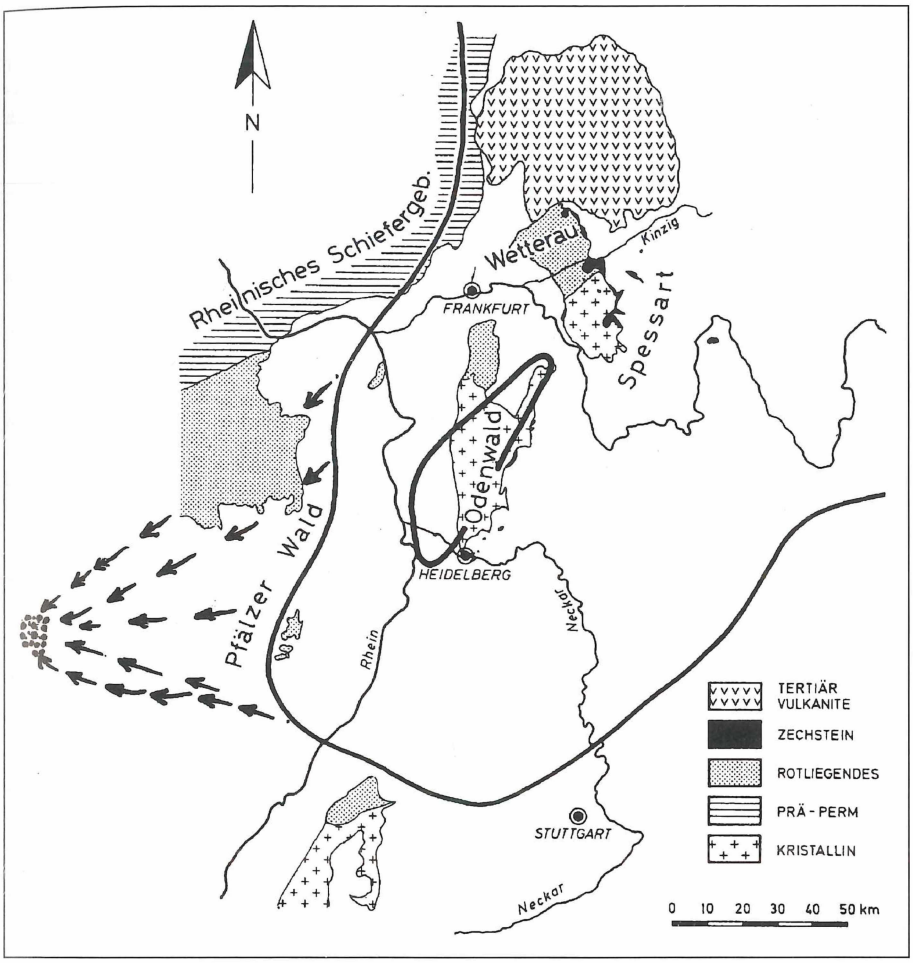


Abb. 11: Paläogeographie des Zechsteins (aus PAUL 1985), geändert, die Pfeile markieren die vermutete Zechstein-Sabkha, die kräftigen Punkte die Verbreitung der Winterbach-Schichten

analyse und Petrographie erlauben bereits relativ weitreichende Aussagen zur Stratigraphie und Genese von Sedimenten. Wichtig ist jedoch in jedem Fall, eine ausreichend große Anzahl von Proben zu analysieren, da Sedimente, ganz gleich, welchem Environment sie entstammen, sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung häufig Schwankungen im sedimentpetrographischen Aufbau zeigen. Die makroskopische Analyse der Sedimente im Aufschluß liefert weitere Antworten auf geologische Fragen. Unter Zusammenfassung der makroskopischen und der sedimentpetrographischen Untersuchungsergebnisse kann es dann möglich sein, ein Sediment einem ganz bestimmten Bildungsmilieu zuzuordnen. In unserem Fall ist es durch die Kombination der detaillierten Kartierung der Winterbach-Schichten (diskordante Auflagerung auf älteren Rotliegend-Schichten), den Nachweis von Dolomit-Zementen in ihrem nördlichen Verbreitungsgebiet und die Entdeckung von Glaukonitkörnern in ihrem nördlichen, mittleren und südlichen Verbreitungsgebiet gelungen, sie in den Zechstein einzustufen und damit eine Sabkha am Rande des Zechstein-Meeres nachzuweisen.

Danksagung

Für die Durchführung der mikrochemischen Analyse unserer Glaukonitkörner mit der neuen Elektronenstrahl-Mikrosonde (JEOL JXA 8900 RL) des Instituts f. Geowissenschaften d. Johannes Gutenberg-Universität danken wir den Herren Dr. B. Schulz-Dobrick und Dipl.-Min. A. Kronz bestens.

11. Literaturverzeichnis

AMOROSI, A. (1995): Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. – J. sediment. Res., **B 65** (4): 419-425, 2 Abb., 4 Tab., Tulsa/Okla.

BORCHERT, H. & BRAUN, H. (1964): Zum Chemismus von drei Glaukonittypen. – Chem. Erde, **23:** 82-90, 1 Abb., 2 Tab., Jena

BUSH, P. (1973): Some aspects of the diagenesis history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. – In: PURSER, B. H. (Ed.): The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea: 395-407, 10 Abb., Berlin

CARLÉ, W. (1982): Vorkommen und Genese der Mineral-Säuerlinge und des Therrnalwassers von Bad Teinach, Stadt Bad Teinach-Zavelstein, Landkreis Calw, Baden-Württemberg. – Geol. Jb., **C 31:** 73-225, 13 Abb., 3 Taf., Hannover

DACHROTH, W. (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – Jber Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **70:** 267-333, 17 Abb., 10 Taf., Stuttgart

DREYER, G.; FRANKE, W. R. & STAPF, K. R. G. (1983): Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner Randgebiete 1:100 000. – Mainz: Inst. f. Geowissenschaflen, Johannes Gutenberg-Universität

DRUMM, H.-P. (1986): Zur Geologie des Gebietes um Namborn am Ostrand des St. Wendeler Grabens. – Diplom-Kartierung, 84 S., 1 geol. Kt., Mainz

EL OUENJLI, A. (1993): Zur Geologie des Gebietes Bliesen – Winterbach – Marpingen-Rheinstraße (St. Wendeler Graben, Saar-Nahe-Becken). – Diplom-Kartierung, 32 S., 8 Abb., 1 geol. Kt., Mainz

EL OUENJLI, A. (1995): Sind die diskordant dem Rotliegend des St. Wendeler Grabens auflagernden Schichten Zechstein oder Buntsandstein? – Diplom-Arbeit, 108 S., 33 Abb., 9 Tab., 2 Taf., Mainz

FALKE, H. (1964): Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahegebiet. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **46:** 35-51, 5 Abb., Stuttgart

FALKE, H. (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 60 (Heinz Tobien-Festschrift): 223-234, 4 Taf., Wiesbaden

FÜCHTBAUER, H. (Ed., 1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – Sediment-Petrologie Teil II, 4. gänzlich neu bearb. Aufl., 1141 S., 660 Abb., 113 Tab., Stuttgart: Schweizerbart

GREBE, H. & ROLLE, F. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, XLVI. Lfg., Blatt Ottweiler 1:25 000. – 32 S., 1 Tab., Berlin

GUDDEN, H. (1981): Über Thermal-Mineralwasser-Bohrungen im Coburger Umland. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **63:** 229-252, 12 Abb., 1 Tab., Stuttgart

HANDFORD, C. R. (1991): Marginal marine halite: sabkhas and salinas. – In: MELVIN, J. L. (Ed.): Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. – Dev. in Sedimentol., **50:** 1-66, 49 Abb., Amsterdam

HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. Grundlagen der Sedimentologie und Mineralogie. – 157 S, 31 Abb., 9 Tab., Stuttgart: Enke

HEINRICH, H. W. (1962): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Buntsandstein des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete. – Ann. Univ. Sarav., Sci., **10:** 79-134, 5 Abb., 12 Tab., I Taf., 2 Kt., Saarbrücken

HELING, D. & BEYER, M. (1992): Glaukonit im Schilfsandstein: Schlüssel zur kontroversen Faziesanalyse? – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **74:** 191-213, 12 Abb., 1 Tab., Stuttgart

HENK, A. (1993): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – Geol. Rundschau, **82:** 3-19,10 Abb., Stuttgart

HENTSCHEL, H. (1963): Die permischen Ablagerungen im östlichen Pfälzerwald (Haardt) zwischen Neustadt – Lambrecht und Klingenmünster – Silz. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91:** 143-176, 11 Abb., 1 Tab., Taf. 20, Wiesbaden

KÄDING, K.-C. (1978): Die Grenze Zechstein-Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **60:** 233-252, 8 Abb., Stuttgart

KAUPE, M. (1989): Photogeologische und strukturgeologische Untersuchungen im Bereich des St. Wendeler Grabens zwischen Ottweiler und Walhausen im nordöstlichen Saarland. – Diplom-Arbeit, 114 S., 62 Abb., Mainz

KONZAN, H. P; MÜLLER, E. M. & MIHM, A. (1981): Geologische Karte des Saarlandes 1:50 000. – Saarbrücken: Geol. Landesamt d. Saarlandes

LEIBER, J. & MÜNZING, K. (1979): Perm und Buntsandstein zwischen Schramberg und Königsfeld (Mittlerer Schwarzwald). – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **21:** 107-136, 3 Abb., Freiburg i. Br.

MÜLLER, German (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. – Sediment-Petrologie, Teil I, 303 S., Abb., Stuttgart: Schweizerbart

MÜLLER, E. M. & KLINKHAMMER, B. F. (1963): Über die Verbreitung der Kreuznacher Schichten und die Ausbildung der Grenze Oberrotliegendes/Buntsandstein zwischen westlichem Hunsrück und Saarkarbonsattel. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91:** 177-196, 3 Abb., Wiesbaden

ODIN, G. S. (Ed., 1988): Green Marine Clays. Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Facies – a Comparative Study. – Dev. in Sedimentol., **45,** 445 S., zahlr. Abb., Amsterdam: Elsevier

ODIN, G.S. & MATTER, A. (1981): De glauconiarum origine. – Sedimentology, **28:** 611-641, Abb., Oxford

ODOM, I. E. (1984): Glauconite and celadonite minerals. – In: BAILEY, S. W. (Ed.): Micas. – Rev. Mineral., **13:** 545-571, Abb., Washington, D. C.

PAUL, J. (1982).: Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Geol. Rundschau, **71:** 795-811, 13 Abb., Stuttgart

PAUL, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins. – Geol. Jb. Hessen, **113:** 59-73, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden

PURSER, B. & SEIBOLD, E. (1973): The principal environmental factors influencing Holocene sedimentation and diagenesis in the The Persian Gulf. – In: PURSER, B. H. (Ed.): The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea: 1-9, 4 Abb., Berlin

SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer geowiss. Mitt., **15:** 239-365, 63 Abb., Mainz

SCHÄFER, A. (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. – Geol. Rundschau, **78** (2): 499-524, 15 Abb., Stuttgart

SEIFERT, A. (1942): Schrägschichtung im Mittleren Buntsandstein des Saarlandes und angrenzender Gebiete. – Z. deutsch. geol. Ges., **94:** 489-510, 6 Abb., Taf. 21, Hannover

SINDOWSKI, K. H. (1957): Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleichs zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. – Geol. Jb., **73:** 235-275, 68 Abb., Hannover

SMITH, D. B. (1980): The evolution of the English Zechstein Basin. – Contr. Sedimentol., **9:** 3-34, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart

SOBICH, P-R. (1985): Genese, Sedimentpetrographie und Stratigraphie sandiger Sedimente des oberen Oberrotliegenden und des Mittleren Buntsandsteins im mittleren und nördlichen Saarland. – Diss., 183 S., Abb., Saarbrücken

VELDE, B. (1995): Origin and Mineralogy of Clays. Clays and the Environment. – 334 S., zahlr. Abb., Berlin: Springer

WAGNER, R.; PERYT, T. M. & PIATKOWSKI, T. S. (1981): The evolution of the Zechstein sedimentary basin in Poland. – Proc. Internat. Symp. Central Europ. Permian Jablonna 1978: 69-83, 11 Abb., Warszawa

WARREN, J. K. (1991): Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings: Sabkhas and salinas, mudflats and salterns. – In: MELVIN, J. L. (Ed.): Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. – Dev. in Sedimentol., **50:** 69-187, 54 Abb., Amsterdam

ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 2. völlig revid. Aufl., 239 S., 100 Abb., 56 Taf. in einem Beil.-Band, The Hague: Shell

(fertiggestellt im November 1995)

Anschrift der Autoren:
Dipl.-Geol. Abdelaziz EL OUENJLI, Institut f. Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität, D-55099 Mainz

Dr. Karl R. G. STAPF, Institut f. Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität, D-55099 Mainz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der POLLICHIA

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: 82

Autor(en)/Author(s): Stapf Karl R. G., El Ouenjli Abdelaziz

Artikel/Article: Erstmaliger Nachweis einer küstenbeeinflußten, sandigen Zechstein-Sabkha im St. Wendeier Graben (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland) 7-36