

Zur Sedimentologie der oberoligozänen Seesedimente von Enspel/Westerwald

On the sedimentology of Late Oligocene lake sediments from Enspel/Westerwald

Mit 33 Abbildungen und 2 Tabellen

REINHARD GAUPP & ANDREAS WILKE

Zusammenfassung

Vulkanoklastisch geprägte lakustrine Ablagerungen des oberoligozänen Enspel-Sees wurden anhand von Bohrkernen aus drei Kurzbohrungen sowie an Oberflächenproben sedimentologisch und petrographisch untersucht.

In dem bearbeiteten ca. 24 m mächtigen Abschnitt der Seesedimente sind Ablagerungsbedingungen eines tiefen, mesotrophen bis eutrophen Sees dokumentiert. Unter meromiktischen Stillwasser-Verhältnissen mit geringer allochthoner Sedimentzufuhr kam es zur Hintergrund-Sedimentation von Schwarzpeliten, die volumenmäßig stark zurücktreten gegenüber den gröberklastischen Ereignissedimenten. Die Anlieferung klastischen Materials erfolgte vorrangig punktuell durch Kleindeltas. Eine eindeutige Richtung ist nicht rekonstruierbar. Außerdem trugen pyroklastische Ereignisse zur Unterbrechung der tieflakustrinen meromiktischen Stillwasser-Sedimentation bei. Instabile Zwischenlagerung auf steileren(?) Reliefgradienten am Beckenhang führte zu episodischer Resedimentation, die zusammen mit fluviatil-deltaischen Schüttungsereignissen für kurzzeitige und zumindest teilweise Durchmischungen des Wasserkörpers sorgten. Saisonale Laminite (Warven) und faziell eigenständige Sedimente flacher Litoralzonen konnten bislang nicht belegt werden.

Abstract

Lacustrine, partly volcanoclastic deposits of Late Oligocene Lake Enspel (Rhenish Massif, Westerwald, Germany) were investigated with sedimentologic and petrographic techniques, using cores and surface samples.

The stratigraphic section of 24 m length indicates sediments of a small, deep, mesotrophic to eutrophic lake. Background still-water sedimentation under meromictic conditions with low rates of sediment supply resulted in minor amounts of black shale, which are subordinate to coarse clastic event deposits. Supply of coarse clastic material mainly occurred through small deltaic entry points. Preferred directions of sediment supply can not be detected yet. Both pyroclastic deposition and gravitational redeposition from steep marginal slopes of the lake basin, episodically interrupted deep water lacustrine background sedimentation. Collapse of oversteepened slopes and fluvial-deltaic runoff events lead to at least partial and short term mixis of the lacustrine water body. Seasonal laminites (varves) and littoral shallow water deposits have not yet been observed.

1 Einleitung

In einem interdisziplinären Forschungsprojekt „Genese und Paläoökologie der Fossilagerstätte Enspel“ werden die Seesedimente von Enspel nach deren Entstehung, Alter, Struktur und paläontologischem Inventar, sowie nach den vulkanogenen Einflüssen auf das See-Ökosystem untersucht. Das derzeit laufende Programm wurde initiiert und koordiniert vom Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz (Referat für Erdgeschichtliche Denkmalpflege, Dr. WUTTKE).

Die hier vorgelegten Ergebnisse umfassen eine erste Übersichtsbearbeitung sedimentologischer und petrographisch-geochemischer Aspekte der See-

sedimente von Enspel. Bohrkerne aus 3 Flachbohrungen und Oberflächenproben aus Grabungsschürfen standen für diese Bearbeitung zur Verfügung. Ziel unserer Arbeiten war es, die wesentlichen Sedimentationsmechanismen dieser kerogenreichen, stark vulkanoklastisch geprägten Ablagerungen zu definieren und deren stratigraphische Korrelierbarkeit zu überprüfen. Die Ergebnisse der durchgeführten sedimentologischen und petrographischen Untersuchungen sollten als Grundlage dienen für weiterführende Bearbeitungen der Fossilagerstätte Enspel.

2 Geologischer Rahmen

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 35 km NE von Koblenz, ca. 6 km SW von Bad Marienberg und unmittelbar E der Ortschaft Enspel im Westerwald. Die Dachfläche der Seesedimente ist aufgeschlossen auf der Sohle eines derzeit noch aktiven Basaltsteinbruches und in dessen direkter Umgebung (Abb.1).

Das Liegende der Seesedimente sind mächtige

Vulkanoklastika, darunter folgen fragmentierte Sand- und Siltsteine des Unterdevon, wie aus einer im Jahr 1996 abgeteufte, 256 m tiefen Forschungsbohrung hervorgeht (FELDER et al. 1998). Unmittelbarer sedimentärer Kontakt zwischen Devon und Tertiär ist nach Kartierungen von PIRRUNG (1993), ENZMANN (1994) und SCHMITT (1994) nicht aufgeschlossen.

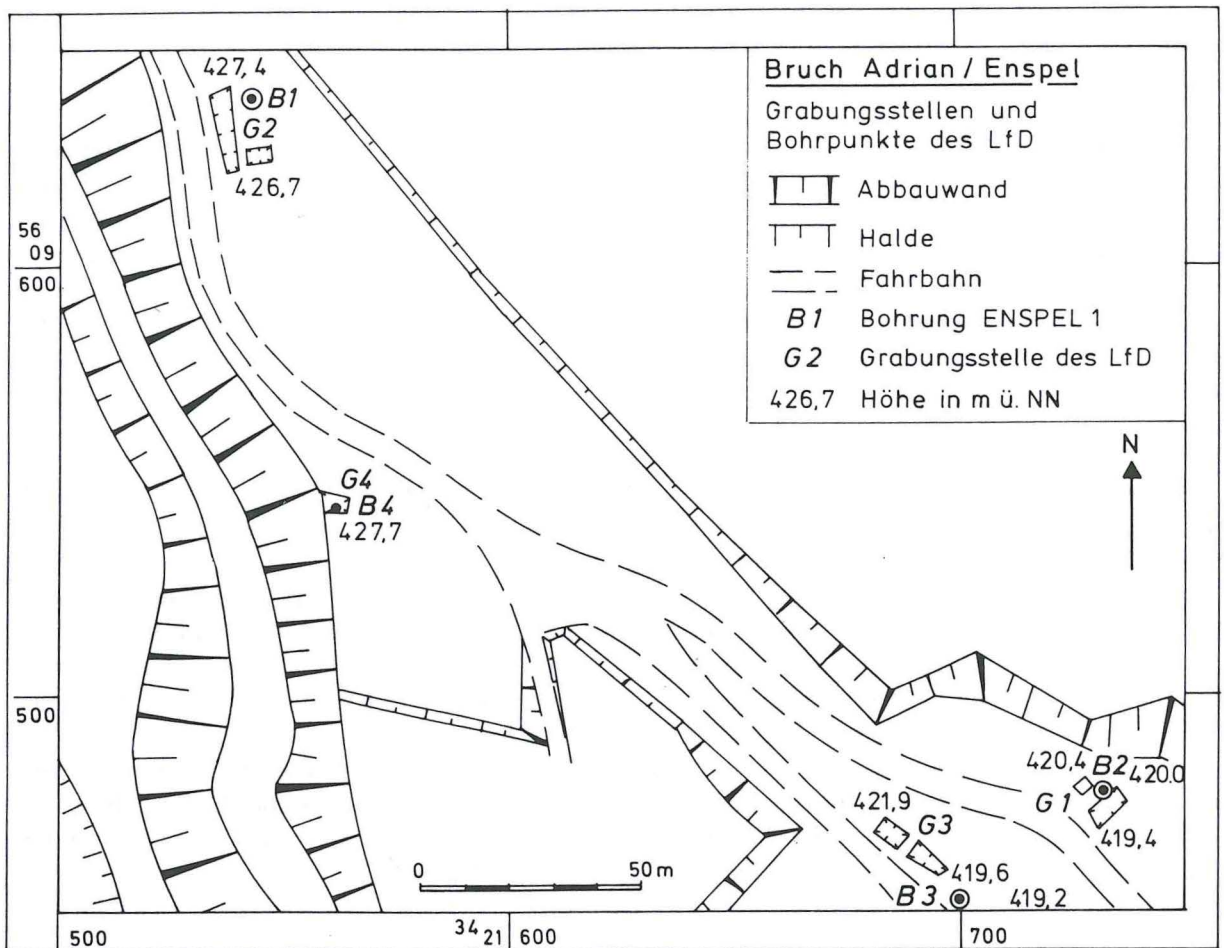


Abb. 1: Lageskizze des Nordbereichs des Steinbruches Adrian/Enspel mit Lage der Bohrungen und Grabungsstellen bis 1994 (nach PIRRUNG 1993).

Nach geologischen und geophysikalischen Untersuchungen von PIRRUNG (1997,1998) handelt es sich bei den oberoligozänen fossilführenden Seesedimenten von Enspel wahrscheinlich um die Füllung eine Maares oder einer Caldera, die sich möglicherweise in einem tektonischen Graben gebildet hatte (LEHMANN 1930). Nach SCHREIBER (1995) und PIRRUNG (1997) beendete das Einfließen großer Mengen basaltischer Schmelze in das wassergefüllte Becken die Sedimentation. Olivinbasalt mit einem K/Ar-Alter von $30,4 \pm 1,4$ Ma (HORN & MÜLLER-SOHNUS 1988) in einer Mächtigkeit von bis zu 100 m überdeckt heute noch die Seesedimente. Der Eruptionspunkt des sogenannten Stöffel-Basalt liegt vermutlich am Götzenberg (JUNG 1997), einem der zahlreichen Schloten der Umgebung.

Die Gesamtmächtigkeit der Seesedimente von Enspel beträgt nach dem Profil der Bohrung Enspel 1996 (FELDER et al. 1998) über 140 m. Gesteine des Tertiär erreichen im Westerwald eine maximale

Mächtigkeit von bis zu 150 m und überdecken weitflächig aber unzusammenhängend das liegende Variszikum. Sie umfassen nicht-marine, klastische Sedimente, vulkanoklastische Ablagerungen und Vulkanite. Die tonreichen Tertiär-Sedimente von Enspel liegen NE außerhalb des Hauptvorkommens tertiärer Tone im Westerwald (AHRENS 1960, KROMER 1980), das sich von Vallendar bis etwa Dillenburg erstreckt.

Seit v. DECHEN (1884) und ANGENIS & SCHNEIDER (1891) ist die Fossilführung dieser lakustrinen Ablagerungen bekannt, hat jedoch erst im Zuge des Basaltabbaues am Stöffel innerhalb der letzten 8 Jahre wieder Interesse gefunden. Die laufenden Grabungskampagnen zielen vor allem auf die Säuger, Amphibien (Kaulquappen), Reptilien und Fischfunde, sowie das reiche Vorkommen von Blättern, Früchten, Samen und Insekten in den lakustrinen Ablagerungen im Hinblick auf ihre paläoökologische Bedeutung.

3 Methoden

Auf der Sohle des Steinbruchs der Firma Adrian Basalt GmbH in Enspel wurden mit einem MINUTEMAN-Bohrgerät drei Kernbohrungen mit einer Gesamtkernstrecke von 49,1 m abgeteuft. Die Ansatzpunkte der hier bearbeiteten Flachbohrungen wurden so gewählt, daß eine Korrelation mit den Profilen der Grabungsstellen des Landesamtes für Denkmalpflege möglich wurde und Prognosen für die weitere paläontologische Grabungstätigkeit gemacht werden konnten.

Die Vermessung der Bohrpunkte wurde im

Sommer 1992 von BÜCHEL & WILKE (unveröff.) durchgeführt. M. PIRRUNG berechnete die Raumkoordinaten.

Die mit diesen Flachbohrungen gewonnenen Bohrkern (Durchmesser 1,57" = 4 cm) wurden unmittelbar im Gelände vermessen und beschrieben. Für die detaillierte Probennahme und die weiteren Untersuchungen wurde das sehr empfindliche und leicht oxidierende Probenmaterial daraufhin luftdicht in Schlauchfolie verpackt.

Bohrung	Rechtswert	Hochwert	Höhe ü.NN.
ENSPEL 1	³⁴ 21536,69	⁵⁶ 09641,78	427,43 m
ENSPEL 2	³⁴ 21730,61	⁵⁶ 09478,07	420,01 m
ENSPEL 3	³⁴ 21699,54	⁵⁶ 09453,39	419,22 m

Die Raumlage der Bohrungen zueinander ist in Abb.1 und Abb.2 dargestellt.

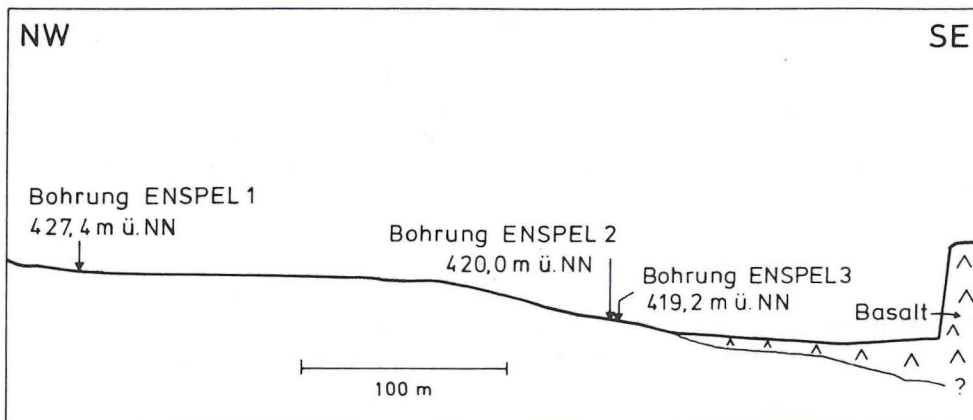


Abb. 2:
Profilschnitt mit Lage der bearbeiteten Bohrungen ENSPEL 1, 2, und 3. Die Seesediment-Oberfläche unter dem teilweise abgebauten Basalt fällt zum vermuteten Beckenzentrum nach SE hin flach ein.

Neben der polarisationsmikroskopischen Untersuchung von ausgewählten Gesteinsdünnschliffen wurden im Labor an mehreren cm mächtigen Mischproben, d.h. nicht nach Einzellaminae separierten Gesteinsproben, der Glühverlust bestimmt und Messungen zum Gehalt an Gesamtkohlenstoff und Schwefel mit dem LECO C-S-Analysator durchgeführt, sowie röntgendiffraktometrische Untersuchungen (XRD) an Pulverpräparaten mit

einem Phillips-Röntgendiffraktometer PW 1361 vorgenommen (WILKE 1994). An den selben Proben wurde mit der Methylenblaumethode (VDG-Merkblatt 1988) der Anteil quellfähiger Tonminerale bestimmt. Stichproben wurden mit Herrn CLAUSING fluoreszenzmikroskopisch durchgemustert. Ausgewählte bioklastreiche Proben wurden am Rasterelektronenmikroskop (REM) untersucht.

4 Ergebnisse der Petrographie

Die Dünnschliff-Petrographie zeigt, daß makroskopisch und mineralogisch als Pelite ansprechbare Sedimente durch Vertonung von größerem vulkanoklastischem und teils auch pyroklastischem Material entstanden sind.

Die Bezeichnung dieser epiklastisch-pyroklastischen Mischgesteine wurde nach den Nomenklatur-Vorgaben der IUGS (SCHMID 1981, LE MAITRE 1989) vorgenommen. Epiklastische und pyroklastische Sedimente sind jedoch nach mikroskopischem Befund nur in Ausnahmefällen sicher voneinander zu unterscheiden. Besonders die siltig-sandigen Lagen sind grundsätzlich reich an vulkanoklastischen Partikeln, oftmals ausschließlich von einem Vulkanittyp (trachytischer Andesit, Basalt oder Trachyt) abstammend. Lediglich tonige Horizonte mit einem minimalen Anteil an Quarzsilt und Illit (epiklastischer Anteil <20 Vol.-%) sowie deutlichen Bims-Asche-Gehalten können mit Sicherheit als „Tuffe“ bzw. pyroklastische Ablagerungen eingestuft werden. Epiklastische Sedimente reich an Vulkanit-Lithoklasten dominieren in der beprobten Seesedimentfolge bei weitem. In ihnen sind oxidative Verwitterungsspuren an den Vulkanit-Lithoklasten in Form von Hämatit-Imprägnationen (Abb. 5) gelegentlich zu beobachten.

Die Komponentenspektren lassen sich beschreiben als Mischungen von

- vulkanogenen Gesteinsbruchstücken (Aschen bis Lapilli, Bims),
- zugeführtem detritischem nicht-vulkanogenem Material (sedimentäre Extraklasten, Quarzite, Tonschiefer),
- Intraklasten (meist kerogenreiche Pelite),
- organischen und organogenen Komponenten (Algenmaterial, Blattreste, Diatomeen, Schwamm-spiculae, selten phosphatische Bioklasten).

Quarz und Feldspat sind in allen sandig-siltigen und in den meisten tonigen Proben mikroskopisch nachweisbar. Die Herkunft von mono- und polykristallinem Quarzdetritus ist in siliziklastischen Sedimenten und/oder Metasedimenten (Quarziten, Metasiltiten wahrscheinlich des Devon) zu suchen (Abb. 7). Die Plagioklase (Abb. 8) im Bestand der Extraklasten sind wohl verschiedenen Vulkaniten und

Metamorphiten zuzuordnen. Bei den Alkalifeldspäten ließen sich Sanidin, Orthoklas und Mikroklin unterscheiden. Vielfach wiesen sie Einfachzwillinge auf. Die Sanidine können Trachyten (Abb. 6), Alkalitrachyten oder Latiten entstammen, während Orthoklas und Mikroklin auf magmatische, metamorphe oder klastische Ausgangsgesteine hindeuten können.

Eine ebenfalls häufig auftretende monomineralische Komponente ist Muskovit, der hauptsächlich aus Metaklastiten (Metasandsteinen, Phylliten, Glimmerschiefern) und muskovitführenden Sandsteinen bezogen werden konnte.

Das Klastenspektrum umfaßt diverse mafische Minerale. Sehr oft konnten in den Proben Amphibole nachgewiesen werden. Dabei handelte es sich um Grüne und Braune Hornblende (zu finden in intermediären bis basischen Vulkaniten und metamorphen Gesteinen), Aktinolith und Tremolit. Neben einem meist deutlichen Pleochroismus zeigten die Amphibole mehrfach eine ausgeprägte Zonierung. Ähnlich häufig wie Amphibole traten in den untersuchten Proben Orthopyroxene (Enstatit, Hypersthen) und Klinopyroxene (Augit, Ägirinaugit/Titanaugit, Diopsid) auf. Sie waren vereinzelt schwach pleochroitisch und zeigten manchmal einen sektorenweisen Farbwechsel. Die Klinopyroxene wiesen häufig eine Sanduhrstruktur auf.

In einigen Proben konnte rötlich-brauner oder olivgrüner Biotit nachgewiesen werden. Zum Teil waren die Biotite bereits stark in Erz (Hämatit, Magnetit) umgewandelt. Diese Dunkelglimmer können sich in Basalten oder metamorphen Gesteinen gebildet haben oder aber aus vulkanischen Auswürflingen stammen.

Röntgenographisch und z.T. auch mikroskopisch ließen sich die folgenden Schwerminerale belegen: Apatit, Ilmenit, Magnetit, Titanit, Anatas, Rutil, Turmalin, Zirkon, sowie selten Chloritoid, Korund, Epidot und Klinozoisit.

Der extraklastische Anteil der Lithoklasten umfaßt sedimentogenes, metamorphes und vulkanogenes Material. Bei den sedimentären Extraklasten handelt es sich um illitische Lithoklasten (Tonsteine und Tonsiltsteine) sowie Fein- bis Mittelsandsteine. An metamorphen Gesteinsbruchstücken ließen sich

Quarzite und schiefrige Gesteine (Tonschiefer, leicht geschieferte Siltsteine, Phyllite) nachweisen. Weit überwiegend finden sich jedoch Vulkanoklasten mit allen Korngrößen von $<30 \mu\text{m}$ bis in den Zentimeterbereich. Das Vulkanoklast-Spektrum der Sandsteine umfaßt Andesit (darunter basaltischer und trachytischer Andesit), Latitandesit, trachytischen Latit, Basalt, Trachyt, porphyrischen Trachyt und Alkalitrachyt. Schwierig bis unmöglich ist die Erkennung der Vulkanoklasttypen in feinklastischen Sedimenten. Vulkanogene Klasten lassen bei diesen Korngrößen lediglich ihre teilkristalline oder ehemals glasige Natur erkennen. So können Glaspartikel und Bimsfragmente bis zu Korngrößen $<30 \mu\text{m}$ definiert werden. Für diese Feinpartikel eine extraklastisch-epiklastische von einer pyroklastischen Natur zu unterscheiden ist allerdings nicht möglich. Die Herkunft der Mehrzahl dieser Feinpartikel wird in den illit- und quarzsiltarmen pelitischen Sedimenten als pyroklastisch angenommen.

Bei den sauren Lapilli in den untersuchten Seesedimenten handelt es sich um Bims unterschiedlicher Provenienz. So finden sich überwiegend hellgraue bis graue, aber auch gelbliche und ziegelrote (teilweise oxidativ alterierte) Bimsfragmente. Die Lapilli weisen eine durchschnittliche Größe von 2 mm - 5 mm auf, die größten Partikel erreichen 10 mm.

Zur Herkunft der Vulkanoklasten ergaben sich folgende Hinweise: In zwei Proben (B 1/3 und B 2/6, vgl. WILKE 1994) treten vulkanische Lithoklasten auf, die sehr ähnlich dem Hawaiiit vom Schenkelberg ca. 10 km SW von Enspel sind (SCHREIBER, mündl. Mitt.). Typisch hierfür sind die vollständig umgewandelten Amphibole, die durch Alteration nur noch einen Schatten aus Fe-Ti-Oxiden zeigen (Opacitierung, Abb. 9). Ein weiterer Hawaiiit mit opacitisierten Amphibolen tritt 2,7 km NNE von Enspel am Katzenberg auf (JUNG 1997). Probe B 1/6 (Tab. 1) enthält zahlreiche Amphibol-Bruchstücke. Amphibolreiche Basalte und Tuffe findet man an verschiedenen Lokalitäten zwischen Alpenrot und Rothenhain, 1 bis 2 km westlich des Stöffel (JUNG 1997, PIRRUNG et al. 1998). Das Herkunftsgebiet der Amphibole muß sehr nahe an Enspel gelegen haben, da man idiomorphe Einzelkristalle in den bituminösen Sedimenten findet. Trachytschlote mit häufigen Phänoplagioklasen, wie sie selten auch in Enspel-Grobsedimenten zu finden sind (WILKE 1994), liegen ca. 3 km südlich, ein vermuteter 1,3 km NNE von Enspel am Scharfenstein. (PIRRUNG et al. 1998). Die Rekonstruktion oligozänen Reliefs zeigt ein primäres Gefälle nach SE bis SSE und läßt Transportrichtungen aus W bis N wahrscheinlicher erscheinen als aus SW (PIRRUNG et al. 1998), wo die Tertiärbasis bis zu 10 m niedriger liegt als in der Umgebung des Stöffel. Zudem müßten hierfür erheblich weitere Transportwege angenommen werden. Genauere Aussagen über das Einzugsgebiet sind aber nur durch

detaillierte Vergleiche der Vulkanoklasten mit den potentiellen Ausgangsgesteinen zu treffen. Erschwerend für die Rekonstruktion des Einzugsgebiets kommt hinzu, daß der Eintrag der Vulkanoklasten durch Aschefall direkt in den See, durch Einschwemmung aus einer beliebigen Richtung nach dem Aschefall oder durch Bäche erfolgte.

Röntgenographisch wurden die folgenden Tonminerale erfaßt: Kaolinit, Illit, Montmorillonit, Chlorit, Nontronit, Saponit, Vermiculit, Halloysit, Metahalloysit und Gibbsit. Grundsätzlich können diese Tonminerale sowohl detritischer, als auch authigener (diagenetischer) Herkunft sein. Geht man berechtigt von einer Ableitung eines Teils der Tonminerale aus devonischen Peliten/Metapeliten aus, dann kommen dafür vor allem Illit und Chlorit in Frage. Kaolinit ließe sich mit alltertiären Verwitterungsdecken in Verbindung bringen (SABEL & FISCHER 1987). Die übrigen Tonminerale, vor allem Montmorillonit und quellfähige Wechsellagerungsminerale sind sehr wahrscheinlich authigene Neubildungen aus vulkanoklastischem Material. Im Rasterelektronenmikroskop sind in porösen Bereichen pelitischer Lagen waben- und netzförmige Aggregate auf vulkanischen Glaspartikeln oder Diatomeenfragmenten erkennbar (Abb. 10). Bei diesen Aggregaten handelt es sich nach Vergleichen mit bentonitischem Material des Westerwalds wahrscheinlich um montmorillonitische Neubildungen. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich bei diesen Neubildungen um amorphes SiO_2 handelt. Mit der Methylenblauwertbestimmung (Tüpfelmethode) wurde der Anteil quellfähiger Phasen an 26 Proben (Fraktion $<63 \mu\text{m}$) mit einem Mittelwert von 19,3 % (min. 8%, max. 29%) bestimmt. Betrachtet man dabei den relativ hohen Gehalt aller Proben an nicht-tonigen Komponenten, dann wird ersichtlich, daß quellfähige Phasen das Tonmineral-Spektrum dominieren. Höhere Gehalte von (detritischem?) Illit und Chlorit (Abb. 8) können als Anzeichen für Umlagerung aus devonischen Tonsteinen/Schiefertonen gewertet werden. Richtungsangaben zu deren Herkunft sind kaum möglich, auch wenn Ton- und Siltsteine vor allem im NW von Enspel, Sandsteine hingegen eher SW und NE von Enspel verbreitet sind (PIRRUNG et al. 1998).

Organische und organogene Komponenten stellen einen erheblichen Anteil (in Einzellaminae bis >80 Vol.-%) vor allem der feinerklastischen Sedimente (SCHULZ 1996, SCHULZ et al. 1997). Das in den See eingetragene vulkanogene Material erhöhte die Kieselsäurekonzentration des Seewassers und schuf damit eine Voraussetzung für eine massenhafte Entwicklung von Diatomeen und anderen „kieseligen“ Organismen. Außerdem können erhöhte Gehalte anderer Nährstoffe wie Phosphor im Epilimnion für planktonische und im bodennahen Wasser für benthonische Diatomeen günstige Entwicklungsbedingungen geschaffen haben. In

einzelnen Laminae angereichert treten Bruchstücke von Diatomeen auf, die wenig Spuren von Anlösung (Abb. 18) und gelegentlich neugebildeten Opal zeigen. Neben der am häufigsten auftretenden Diatomeengattung *Gomphonema* konnten auch verschiedene Arten von Goldalgen (Chrysophyceen) nachgewiesen werden, die gelblich in Linsen, Nestern oder Laminae angereichert sind (Abb.16).

Lagenweise treten kieselige Zysten von Dinoflagellaten auf (Abb.16, vgl. KÖHLER 1995, 1997 CLAUSING 1995, 1998).

Das Vorhandensein von Kieselschwamm-Resten konnte an Hand von monaxonen Spiculae und von Gemulae nachgewiesen werden. Sie treten weitständig verteilt oder nestartig (in Koproolithen ?) konzentriert auf (Abb.19). Phosphat in Form feiner Knochensplitter oder Fischschuppen ist mikroskopisch selten nachweisbar.

Nach SCHILLER (1995) ist in den Feinsedimenten

die innerhalb der großen Klasse der Chlorophyceae (Grünalgen) zur Ordnung Chlorococcales gehörende Gattung *Tetraedron* zu finden. Sie bildet in der Bohrung ENSPEL 2 bei einer Teufe von 3,60 m einen klar abgrenzbaren Horizont. Ölalgen der Gattung *Botryococcus* treten relativ häufig, aber meist in disperser Verteilung auf (Abb.17). Blattreste und Fragmente anderer höherer Pflanzen (vgl. KÖHLER 1995, 1997) sind in einzelnen Laminae konzentriert. Es ist zu erwarten, daß die epiklastischen und tuffitischen Sedimente den höchsten Anteil allochthoner Landpflanzenreste (SCHULZ et al. 1997) aufweisen. Tuffe sind dagegen vergleichsweise arm an organischem Kohlenstoff und an Fossilresten, können unter ihrer Basis jedoch Anreicherungen autochthonen organischen Materials führen. Hohe Gehalte vor allem autochthonen organischen Materials sind in den feinstkörnigen C-org-reichen Stillwassersedimenten zu erwarten.

Abb. 3 - 10

- Abb. 3: Dünnschliff-Mikrofotographie eines schwach siltigen Tonsteins (Probe 3/3b, Lithotyp LT1d; vgl. Tabelle 2), der aufgrund seines hohen Anteils an detritischem Illit (bei gekreuzten Polarisatoren in dieser Aufnahme meist hell erscheinend) als epiklastisches Feinsediment eingestuft wird. Lange Bildseite: 550 µm.
- Abb. 4: Gradiertes Laminum eines lithischen Tuffs, dessen Komponenten vor allem aus Feldspatfragmenten, Pyroxenen/Amphibolen sowie mehr oder weniger vollständig vertonten, ehemals glasigen Pyroklasten bestehen (Probe B 1/7, Lithotyp LT1c, C-org.-Gehalt 7,3 Gew.-%). Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite: 1,4 mm.
- Abb. 5: Oxidiertes basaltisches Gesteinsfragment in einem sehr schlecht sortierten epiklastischen Sandstein (Probe B 2/6, Lithotyp LT4, C-org.-Gehalt 1,7 Gew.-%), der häufiger Klasten mit Spuren oxidischer Verwitterung zeigt. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite : 3,5 mm.
- Abb. 6: Gesteinsfragment eines Trachyts in einem tonsiltreichen epiklastischen Sandstein (Probe B 3/5, Lithotyp LT4). Dünnschliff-Mikrofotographie, gekreuzte Polarisatoren. Lange Bildseite: 3,5 mm.
- Abb. 7: Fragment eines schwach metamorphen Quarzarenits (quarzitischen Siltsteins) in einem sehr schlecht sortierten, illitreichen, intraklastführenden Sandstein (Probe B 2/6, Lithotyp LT4). Lithische Partikel dieser Art könnten der devonischen Schichtfolge entstammen. Dünnschliff-Mikrofotographie, gekreuzte Polarisatoren. Lange Bildseite: 1,4 mm.
- Abb. 8: Plagioklas aus einer sandigen epiklastischen Lage, die neben detritischem Illit und Quarzsilt zahlreiche Vulkanoklasten enthält (Probe B 1/6c, Lithotyp LT1d). Dünnschliff-Mikrofotographie, gekreuzte Polarisatoren. Lange Bildseite: 1,4 mm.
- Abb. 9: Gesteinsfragment eines plagioklasreichen Vulkanits mit opacitierten Amphibolen aus einer epiklastisch sandigen Lage (Probe B 1/3, Lithotyp LT5). Derartig alterierte Amphibole treten in dem Hawaiiit des Schenkelberges SW von Enspel auf. Dünnschliff-Mikrofotographie, gekreuzte Polarisatoren. Lange Bildseite: 3,5 mm.
- Abb. 10: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines tonigen, Montmorillonit-reichen Laminums aus einem pyroklastischen Feinsediment (Probe B 1/10, Lithotyp LT1b). Bei den kantig-splittrigen Fragmenten handelt es sich wahrscheinlich um nur teilweise vertontes vulkanisches Glas. In den Poren wurden vermutlich montmorillonitische Tonminerale in einer wabig-filzigen Ausbildung ausgefällt. Lange Bildseite : 80 µm.

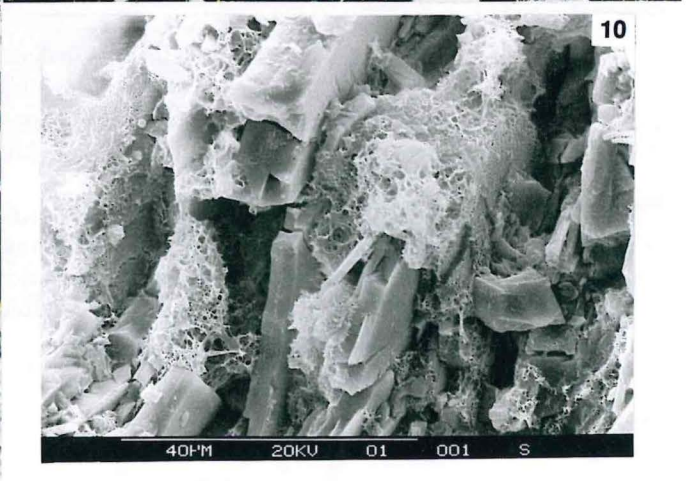
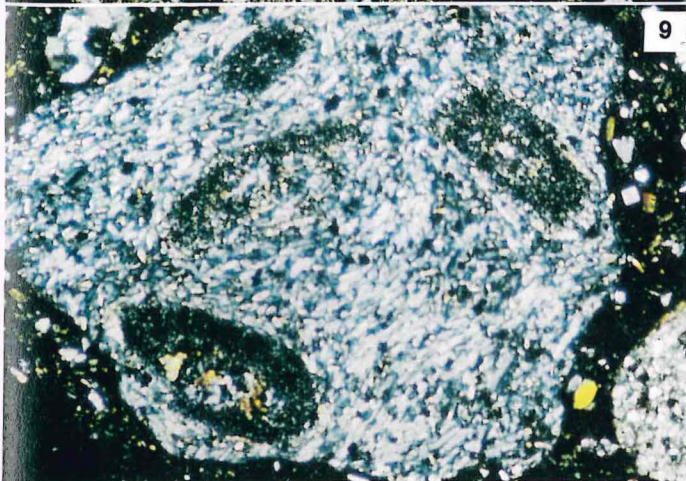
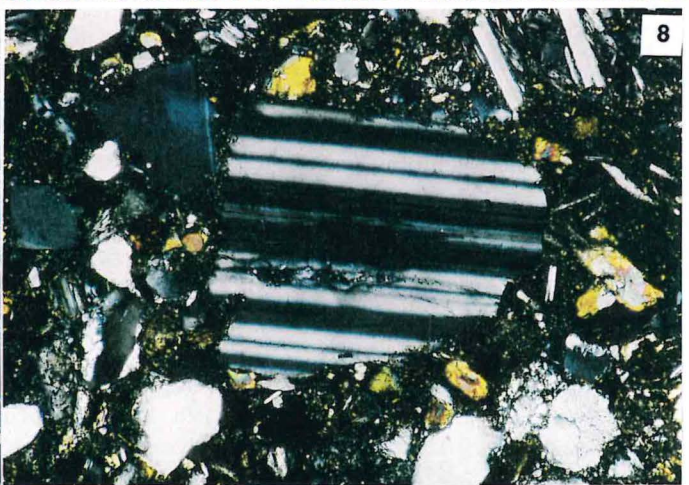
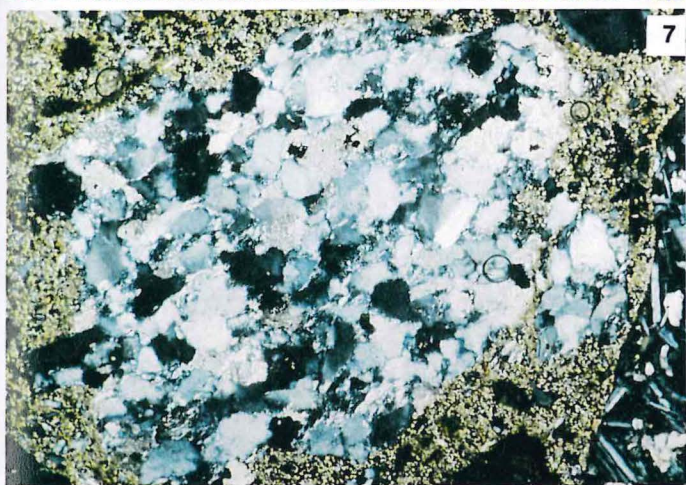
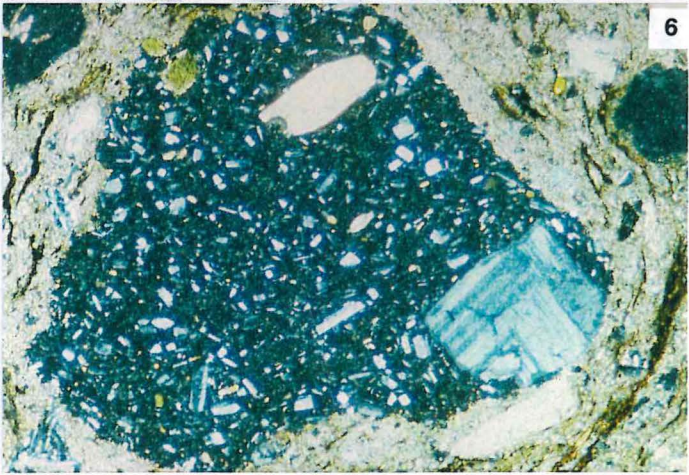
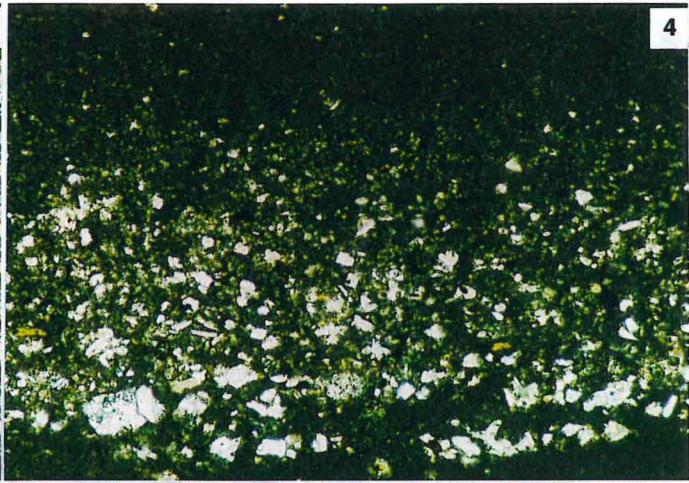
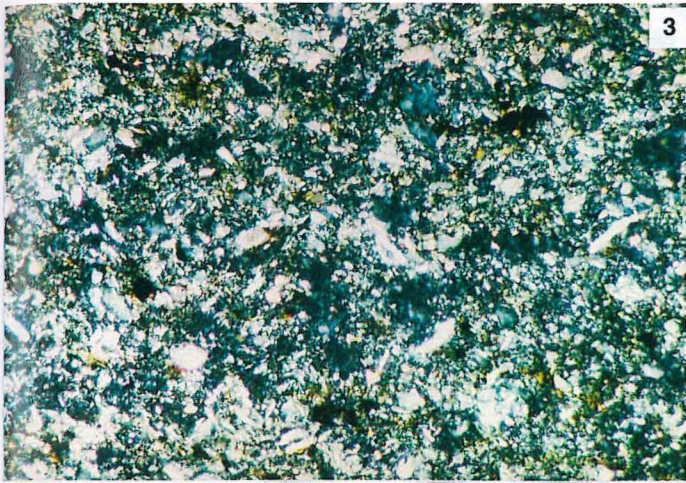
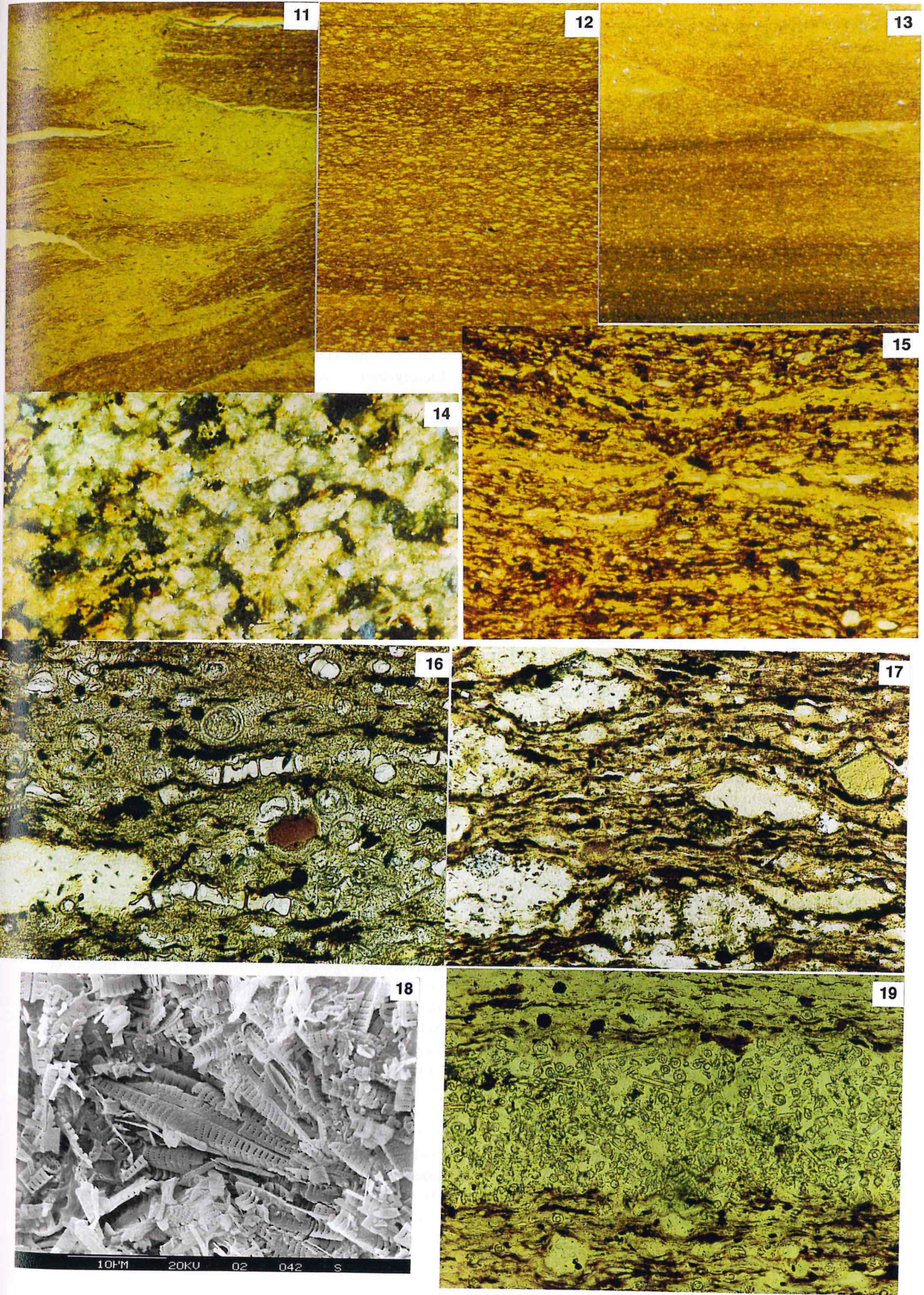


Abb. 11 - 19

- Abb. 11: Kerogenreiches dunkleres, paralleltexturiertes Feinsediment wurde hier diskordant durchschlagen von hochplastischem kerogenärmerem Ton. Letzterer enthält zahlreiche sehr feine Pflanzenpartikel (Probe B 2/2, Lithotyp LT1a). Die Vermischung der beiden lakustrinen Sedimenttypen erfolgte nach Ablagerung des dunkleren Pelits durch Fluidisierung des helleren, das vermutlich reich an quellfähigen Tonmineralen (?Montmorillonit) ist (Anteil quellfähiger Phasen 29 Gew.-%). Derartige Mischsedimente erscheinen am frischen Kernmaterial oft massig strukturlos. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite: 1,2 cm.
- Abb. 12: Eben-parallel laminiertes, kerogenreicher Tonstein mit hellen Bimspartikeln und *Botryococcus*-Kolonien (Probe B 2/8, Lithotyp LT1c, C-org-Gehalt 16,8 Gew.-%). Farbunterschiede sind durch geringe Variation des Kerogen-Anteils bedingt. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite : 0,5 mm.
- Abb. 13: Abschiebung an diskreter Trennfläche in einem eben-parallel laminierten kerogenreichen Tonstein (Probe B 1/4, Lithotyp LT1c). Deformationen dieser Art betrafen ein bereits kompaktiertes und teilentwässertes Sediment. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Horizontale Bildseite: 1,1 cm.
- Abb. 14: Sideritreiche Lage in einem paralleltexturierten Feinsediment (Probe B 2/7, Lithotyp LT1b). Bis 60 µm große ovale Sideritkristalle sind eng gepackt mit pflanzlichen Partikeln und diagenetisch gebildeten Pyrit-Framboiden. Dieser mehrere cm mächtige sideritreiche Horizont überlagert direkt ein grobes epiklastisches Massenstromsediment. Diese ungewöhnliche Karbonatkonzentration könnte dadurch entstanden sein, daß mit dem turbulenten Massenstromereignis fluviale hydrogencarbonat-führende Wässer unter das Hypolimnion geschichtet und folglich die reduzierten Eisenionen des stagnierenden bodennahen Seewassers in Karbonatbindung gefällt wurden. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite: 550 µm.
- Abb. 15: Detailaufnahme einer Ösenstruktur in einem paralleltexturierten, kerogenreichen Seesediment (Probe B 2/1a, Lithotyp LT1b, C-org-Gehalt 14,1 Gew.-%). Die Ösenstruktur (loop structure) in Bildmitte kann bei sehr früh post-depositionalem Gasaustritt durch die Sedimentoberfläche entstanden sein. Gelb erscheinende Komponenten sind im wesentlichen Algensubstanzen. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite: 550 µm.
- Abb. 16: Massiges Feinsediment (Resediment?) mit zahlreichen Diatomeen, kieseligen Dinoflagellatenzysten, Chrysophyceen, Pflanzenresten sowie einem kollabierten Bimspartikel (linke untere Bildecke; Probe B 2/9, Lithotyp LT3). Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite: 550 µm.
- Abb. 17: Detailaufnahme eines eben-parallel laminierten, bimsreichen Feinsediments (Probe B 2/8, Lithotyp LT1c). In Bildmitte unten sind *Botryococcus*-Kolonien zu sehen, der grüne Klast am rechten Bildrand ist unalterierter Pyroxen. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite: 550 µm.
- Abb. 18: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme aus einem Diatomit-Horizont (Probe B 2/10, Lithotyp LT3; siehe Abb. 26). Diatomit-Laminae sind in diesem massig strukturlos erscheinenden Feinsediment durch Umlagerungsprozesse deformiert und zerrissen. Die Diatomite bestehen fast ausschließlich aus Bruchstücken. Lange Bildseite: 40 µm.
- Abb. 19: Spiculitisches Laminum von ca. 200 µm Mächtigkeit in einem schwach siltigen, bituminösen (kerogenreichen) laminierten Seesediment (Lithotyp LT1c, Probe B 1/4). Monaxone Schwammnadeln bilden diese die gesamte Kernbreite einnehmende Lage. Pyrit-Framboide im linken oberen Eck des Bildes. Dünnschliff-Mikrofotographie, einfach polarisiertes Licht. Lange Bildseite: 550 µm.



4.1 Diagenetische Mineralbildungen

In 21 der 25 untersuchten Proben wurden röntgenographisch verschiedene Karbonate nachgewiesen. Der Karbonatgehalt der Proben ist generell niedrig und liegt bei <0,4 %. Es handelte sich dabei um Calcit, Dolomit, Aragonit, Siderit, Magnesit und Strontianit. Besonders in Blasen Hohlräumen basischer Gesteinsfragmente finden sich Calcit, Dolomit und Aragonit. Magnesit kann in basischen Gesteinen vorkommen, wurde jedoch nicht mikroskopisch belegt. Das Strontium das zur Bildung des Strontianit erforderlich ist, kann bei der Zerstörung von Feldspäten freigesetzt worden sein. Siderit ist eine häufige Neubildung in kerogenreichen Süßwassersedimenten (BAHRIG 1989). Der erhöhte Karbonatgehalt der Probe B2/7 (Tab. 1, Abb. 14) geht auf einen hohen Sideritgehalt in einigen Laminae zurück. Siderit bildet dabei gestreckte Kristallaggregate („reiskornartige“ abgerundete Gebilde) von ca. 50-100 µm Größe. Aus den bisherigen Untersuchungen kann eine intrasedimentäre diagenetische Bildung nicht von Fällungsprodukten aus der Wassersäule unterschieden werden. Beide Bildungsmechanismen erscheinen mit den Beobachtungen vereinbar.

Zeolithe sind relativ häufig röntgenographisch, selten mikroskopisch in den untersuchten Proben nachzuweisen. So konnten neben Thomsonit,

Laumontit und Natrolith auch Harmotom und Phillipsit, sowie Clinoptilolith und Gismondin wahrscheinlich gemacht werden. Mikroskopisch waren Zeolithe lediglich in Blasen Hohlräumen von größeren Vulkanoklasten zu erkennen.

Zu den diagenetisch gebildeten Mineralen gehören neben Coelestin auch Baryt, Markasit und vor allem Pyrit, der sich in fast jeder Probe auch mikroskopisch in Form von dispers verteilten xenomorphen Aggregaten, kleinen Kuben oder Framboiden und seltener in Form größerer Konkretionen nachweisen läßt.

Hämatit tritt gelegentlich in Gesteinsbruchstücken sandiger Horizonte auf. Dies weist darauf hin, daß ein Teil der Lithoklasten auf oxidische Verwitterung im Liefergebiet zurückgeht. Goethitbildung auf Porenwänden von oberflächennahem Kernmaterial verweist auf jüngste Alteration durch meteorische Wässer. Vor allem Pyrit fällt dabei neben dem organischen Material der Oxidation zum Opfer.

Der in einem Großteil der Proben vorkommende Gips hat sich erst nach der Probennahme durch Pyrit-Oxidation gebildet. Diese Erscheinung war bereits im Gelände zu beobachten: im Zuge der Austrocknung von feinkörnigem Material bildeten sich innerhalb kürzester Zeit makroskopisch erkennbare, nadelige Gipskristalle bis zu 5 mm Größe.

5 Ergebnisse chemischer Untersuchungen

Der Mittelwert des Gesamtkohlenstoffs aus 25 Proben (Tab. 1) liegt bei 8,9 Gew.-% (max. 26,8 Gew.-%, min. 0,6 Gew.-%). Der Anteil organischen Kohlenstoffs entspricht aufgrund der Karbonatarmut fast dem Gesamtkohlenstoff. Der Mittelwert für Karbonatgehalt liegt unter 1 Gew.-% (vgl. auch SCHULZ 1996, ENGELS 1996).

Die höchsten Werte für Gesamtkohlenstoff wurden bei den Proben B 1/5 mit 24,0 Gew.-% und B 2/4 mit 26,8 Gew.-% ermittelt. Bei ihnen wurden auch, abgesehen von den Proben B 1/6b (2,0 Gew.-%) und B 1/6c (9,9 Gew.-%), mit jeweils rund 1,3 Gew.-% die höchsten Werte für Schwefel gemessen. Ansonsten liegen die Schwefelwerte z.T. deutlich unter 1,0% (Mittelwert für 25 Proben 0,6 Gew.-%, min. <0,1 Gew.-%, max. 9,9 Gew.-%). Der hohe Schwefelgehalt in der Probe B 1/6b (2,0 Gew.-%) ist auf häufige Pyrit-Framboide zurückzuführen, während der extrem hohe Meßwert der Probe B 1/6c (9,9 Gew.-%) seine Ursache in einer Pyritkonkretion hat. Der durchschnittliche Schwefelgehalt entspricht dem der Seesedimente von Messel (MINGRAM 1994).

Die Probe B 2/7 aus der Bohrung ENSPEL 2 (Tab. 1) nimmt eine Sonderstellung ein (Corg. = 2,88 Gew.-%; Ckarb. = 1,62 Gew.-%). Der verhältnismäßig hohe Anteil an karbonatischen Kohlenstoff ist auf den hohen Sideritanteil des feinkörnigen Bereichs der

Probe zurückzuführen.

Betrachtet man die Meßwerte von Glühverlust, Gesamtkohlenstoff und Schwefel innerhalb der einzelnen Bohrungen (Abb. 29), so fällt auf, daß deren Verhältnis mit Ausnahme der bereits erwähnten Proben B 1/6b und B 1/6c in etwa gleich bleibt. Proben, die einen hohen Gehalt an Gesamtkohlenstoff besitzen, sind auch relativ reich an Schwefel. Außerdem weisen sie einen verhältnismäßig hohen Wassergehalt (Glühverlust) auf.

Weiterreichende Aussagen aus den chemischen Daten sind nicht möglich, da die Proben nicht gezielt auf einzelne Laminae, sondern als Mischproben über mehrere Ablagerungseinheiten von jeweils mm oder cm Mächtigkeit genommen wurden. Auch sind Trends in den Teufenverteilungen von Kohlenstoff und Schwefel der 3 Bohrungen bei der Heterogenität der Fazies und der fehlenden Korrelierbarkeit nicht zu erwarten. In Kontrast zu diesem Befund steht die interessante Beobachtung von PIRRUNG (1998), daß die magnetische Suszeptibilität der Sedimente zweier Bohrungen eine Zunahme mit der Teufe zeigt. Ob dies wirklich durch detritische Komponenten (Magnetit ?) oder eher durch analog verlaufende diagenetische Alterationen (magnetischer Siderit?) hervorgerufen wird, ist noch nicht zu entscheiden. In der Bohrung Enspel 1996 zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit

der Suszeptibilität von der Korngröße. Sie ist in den grobklastischen Abschnitten durch vermutlich vulkanogenen Magnetit teilweise sogar höher als im

Basalt, in den feinklastischen Peliten, mit Ausnahme von Siderit hingegen niedrig (PIRRUNG 1997, 1998)

Tab. 1: Teufenangaben zu Proben, die auf Gesamtkohlenstoff, Schwefel, Glühverlust und Anteil quellfähiger Phasen (nach Methylenblaumethode) untersucht worden sind. Die Karbonatgehalte liegen meist unter 0,4 Gew.-%; Ausnahmen siehe Text.

Probe	Teufe	Gesamtkohlenstoff (Gew.-%)	Schwefel (Gew.-%)	Glühverlust (Gew.-%)	Anteil quellfähiger Phasen (Gew.-%)
B 1/2	7,44 - 7,51 m	6,6	0,5	23,6	24
B 1/3	10,66 - 10,73 m	0,7	0,1	11,3	11
B 1/4	13,63 - 13,72 m	14,8	0,7	41,0	32
B 1/5	14,165 - 14,24 m	24,0	1,3	50,9	20
B 1/6b	17,88 - 17,92 m	4,9	2,0	22,5	16
B 1/6c	17,93 - 17,97 m	0,6	9,9	13,8	8
B 1/7	18,87 - 18,90 m	7,7	0,5	26,3	13
B 1/8	20,32 - 20,42 m	10,0	0,8	33,9	26
B 1/9	21,17 - 21,28 m	4,6	0,5	20,2	19
B 1/10	22,65 - 22,72 m	12,7	0,5	37,3	25
B 2/1a	1,87 - 1,92 m	14,5	1,1	54,7	28
B 2/2	3,51 - 3,55 m	8,3	0,4	42,2	29
B 2/3	8,45 - 8,49 m	3,6	0,3	26,4	24
B 2/4	8,77 - 8,83 m	26,8	1,3	63,8	19
B 2/5	9,13 - 9,18 m	14,5	0,6	53,8	18
B 2/6	12,58 - 12,62 m	1,8	0,2	25,8	11
B 2/7	15,26 - 15,32 m	4,5	0,2	30,4	12
B 2/8	18,01 - 18,08 m	17,2	0,5	52,1	21
B 2/9	20,86 - 20,90 m	9,7	0,6	0,6	19
B 2/10	21,13 - 21,23 m	8,3	0,7	46,2	24
B 3/2	3,38 - 3,42 m	4,2	0,4	36,3	20
B 3/3b	3,48 - 3,52 m	8,6	0,7	44,8	24
B 3/4	5,64 - 5,68 m	3,4	0,3	25,1	12
B 3/5	6,05 - 6,09 m	4,0	0,4	27,2	9
B 3/6	6,91 - 6,96 m	5,9	0,4	33,4	14

6 Ergebnisse der Kernbearbeitung

Am frischen Kernmaterial wurden die wichtigsten Lithotypen definiert und in petrographischen Logs 1:10 dargestellt. Nach beginnender Antrocknung und besonders nach Oxidation der Probenoberflächen bei der Präparation sind besonders bei kerogenreichen Horizonten größere Körnungen sichtbar geworden, als bei der Erstansprache im Feuchtzustand. Die vollständigen petrographischen Logs aller 3 Bohrkernstrecken sind der Arbeit von Wilke (1994) zu entnehmen.

In Abb. 30 wurden 2 Kernstrecken der Bohrung ENSPEL 2 von jeweils 3 m ausgewählt, um beispielhaft den sehr raschen lithologischen Wechsel in einem feinklastischen und einem grobklastischen Abschnitt darzustellen.

Eine stark schematisierte Übersicht der stratigraphischen Profile aller 3 Kurzbohrungen ist in Abb. 31 wiedergegeben.

Nach primären Korngrößen, partikulärer Zusammensetzung und Sedimentstrukturen lassen sich

5 Hauptlithotypen mit diversen Varianten (Sublithotypen) definieren (Tab. 2). Nicht alle der in Tab. 2 aufgeführten Lithotypen sind makroskopisch am Kern definierbar. Vor allem die feinerklastischen Lithotypen sind, wie bereits erwähnt, nur durch mikroskopische Untersuchung eindeutig anzusprechen. Dies machte es von vorne herein unmöglich, größere Kernstrecken vollständig mit diesem Lithotypen-Gliederungsschema zu beschreiben. Wir gehen nach den hier durchgeführten Arbeiten davon aus, alle wesentlichen Litho/Sublithotypen exemplarisch erfaßt zu haben. Abhängig von der Ablagerungsenergie liegt die Mächtigkeit der aus einem Bildungsprozess oder Prozessgefüge stammenden Ablagerungseinheiten zwischen 0,1 mm und 2 m, (bei der Bohrung Enspel 1996 bis 15 m).

Auffällig ist zunächst die Seltenheit echter Laminite, bei denen Einzellaminae zumindest in der Breite eines Kerns kontinuierlich erscheinen und kompositionelle Wechsel aufweisen. Die meisten

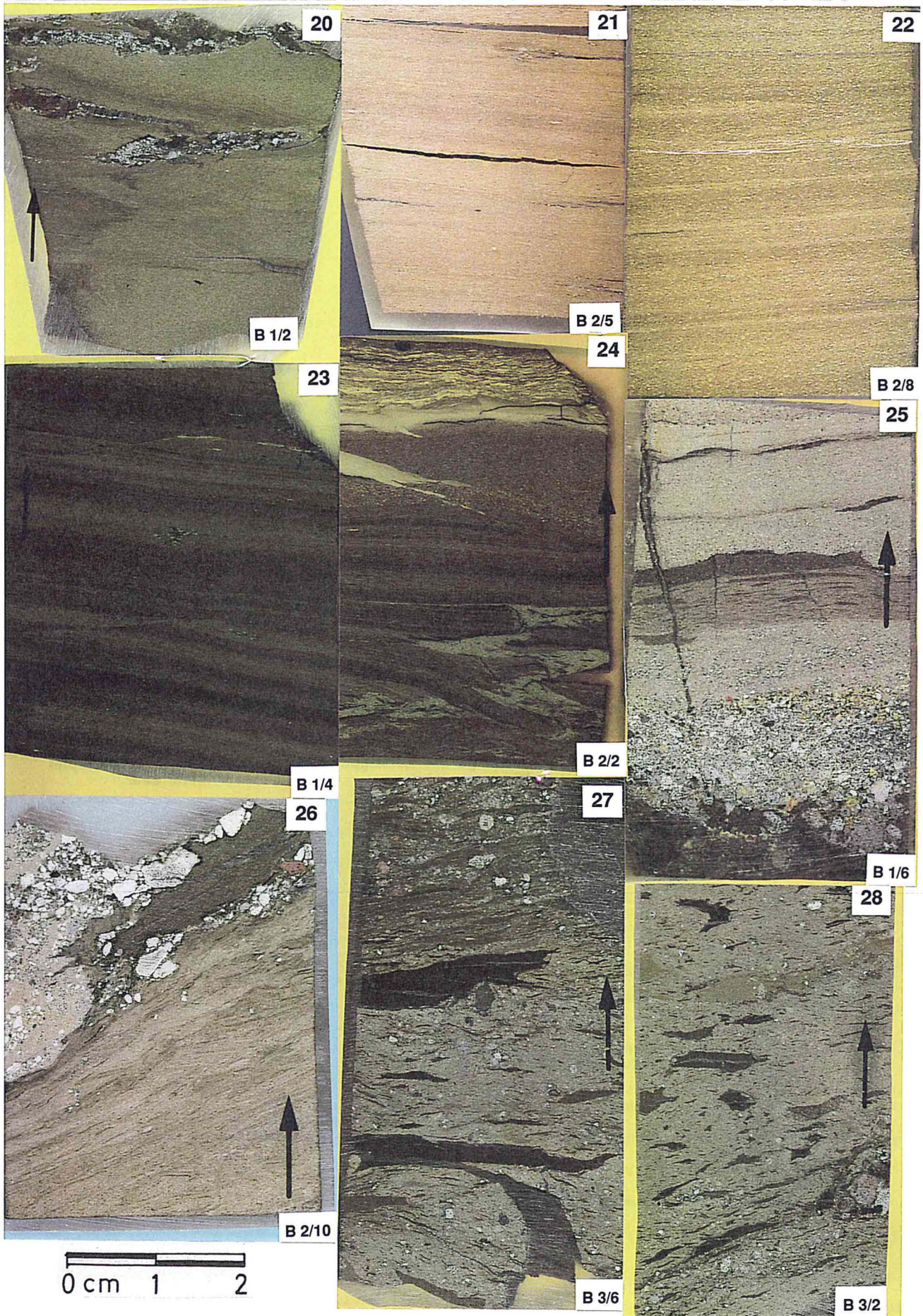
pelitischen und wechselnd stark kerogenführenden Sedimente zeigen lediglich eine Paralleltextur im mikroskopischen Bild. Wie oben ausgeführt ist eine Unterscheidung zwischen Tuffen und Tuffiten in diesen Feinklastika nicht immer sicher. Erhöhte Gehalte an detritischem Illit wurden als Indiz für epiklastisch-tuffitische Natur gewertet. Besonders in den Sublithotypen LT1b bis LT1e (Tab.2) scheinen sich in den wechselnden Kerogengehalten (Gesamtgehalt organischer Kohlenstoff) die stark variierenden Sedimentationsraten widerzuspiegeln. Laminierte und paralleltexturierte Feinsedimente zeigen grundsätzlich höhere Kerogengehalte als

diejenigen mit Sedimentstrukturen, die auf Bodenfracht (Strömungen, z.B. LT1d) oder auf Suspensionsausfall (z.B. LT1c) hindeuten. Die Abb. 32 verdeutlicht im ternären Schema die Zusammensetzung der Seesedimente aus pyroklastischen, epiklastischen und organogenen Komponenten.

Die Lithotypen LT2 bis LT5 umfassen gröberklastische Ablagerungen vorherrschend tuffitischer oder rein epiklastischer Ausbildung. Sedimentologische Aspekte der nach ihrer Häufigkeit wichtigsten Lithotypen sind in den Abbildungen 11 bis 28 dargestellt.

Abb. 20 - 28

- Abb. 20: Massig strukturloses Feinsediment mit Andeutungen plastischer Deformation und Einarbeitung von Grobsediment aus der Basis einer hangenden Massenstromlage (Probe B 1/2, Lithotyp LT1a, C-org.-Gehalt 6,2 Gew.-%). Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 21: Sehr kerogenreiches, paralleltexturiertes Feinsediment (Staub- bis Aschentuffit, Probe B 2/5, Lithotyp LT1b mit Übergängen zu LT1a, C-org.-Gehalt 14,1 Gew.-%). Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 22: Sehr kerogenreiches, eben-parallel laminiertes lakustrines Feinsediment (Staub- bis Aschentuffit, Probe B 2/8, Lithotyp LT1c, C-org.-Gehalt 16,9 Gew.-%) mit zahlreichen sehr feinkörnigen Bimspartikeln im Korngrößenbereich bis Feinsand. Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 23: Sehr kerogenreiches, eben-parallel laminiertes lakustrines Feinsediment (Glas-Aschentuffit, Probe B 1/4, Lithotyp LT1c, C-org.-Gehalt 14,4 Gew.-%) mit diskontinuierlichen, wohl kompaktionsbedingten flachen Abschiebungen und nestartigen Anreicherungen etwas größerer Klasten (? zerfallene Koproolithen). Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 24: Deformations- und Injektions-Strukturen in kerogenreichem Aschentuff mit Staubbuff-Lagen (Probe B 2/2, Lithotypen LT1c, LT2). Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 25: Gradierte epiklastische Sandlagen (Lithotyp LT2) und Andeutung schräg-laminierter (kleinrippelgeschichteter) Feinsandlagen (Lithotyp LT1d) eingeschaltet in einem massigen kerogenreichen Feinsediment. Große Intraklasten dieses lakustrinen autochthonen Hintergrund-Feinsedimentes sind im tonigen Topbereich der unteren gradierten Lage konzentriert. Reste dunklen autochthonen parallel-texturierten Feinsedimentes sind in der Bildmitte unter der hangend folgenden turbiditischen Groblage erhalten geblieben. Der späte, fast saiger stehende Riss am linken Bildrand betraf schon verfestigtes Sediment und enthält sowohl migrierte Kohlenwasserstoffe, als auch infiltriertes Sediment. Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 26: Schwach siltiger, lithischer Staub- bis Aschentuffit mit Anzeichen starker Interndeformation (Probe B 2/10, Lithotyp LT3 siehe Abb.18). Die Verformung des Feinsediments mit Diatomit-Laminae erfolgte vermutlich über Scherung und Auflast durch das hangend folgende epiklastische Massenstromsediment (Lithotyp LT5), das grobe Trachytklasten und Tonschieferfragmente enthält. Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 27: Sehr schlecht sortierter, lithischer Aschentuffit mit Intraklasten von kerogenreichem, laminiertem und parallel-texturiertem Feinsediment (Probe B 3/6, Lithotyp LT4). Die Probe stammt aus einem > 0,5 m mächtigen Massenstrom-Horizont, der alle Grade der Vermischung von zugeführtem tuffitischem Material mit autochthonem Seesediment zeigt. Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.
- Abb. 28: Lithischer Glas-Kristall-Tuffit, vermengt mit Intraklasten kerogenreichen dunklen tonigen Seesedimentes (Probe B 3/2, Lithotyp LT4). Im Spektrum der Extraklasten treten Quarzite auf. Makroaufnahme der polierten und anoxidierten Kernprobe.



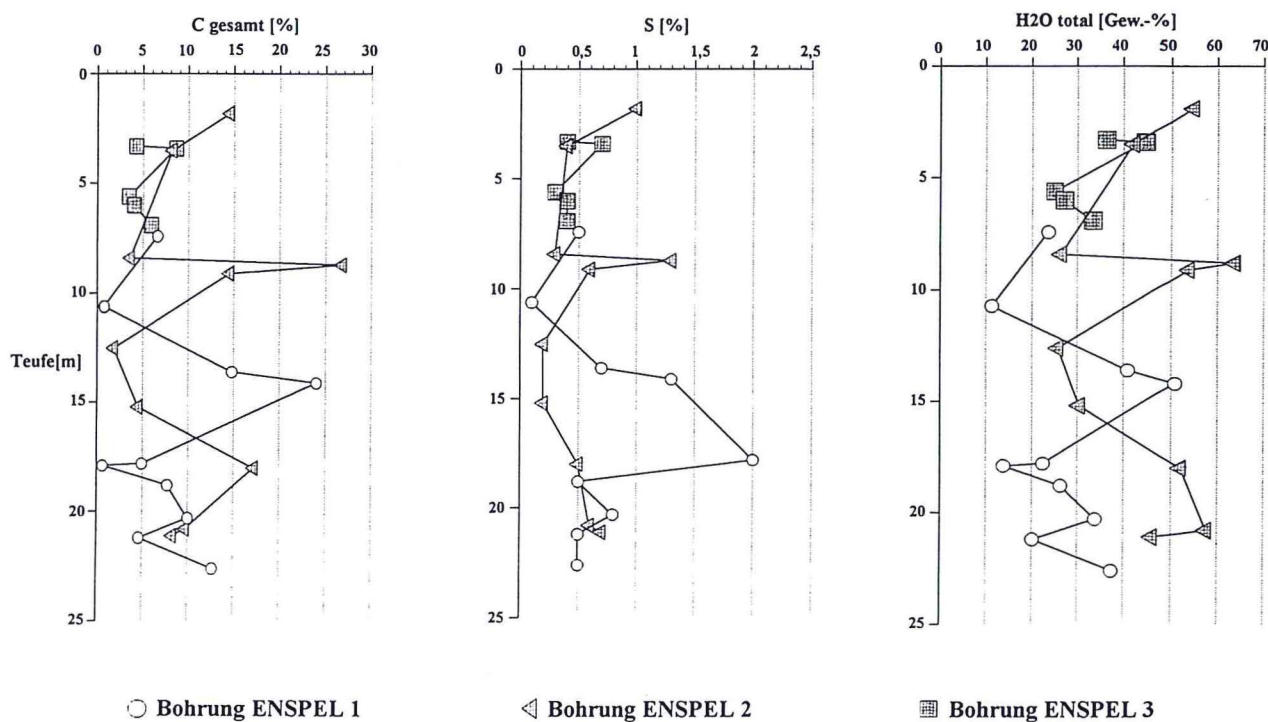


Abb. 29: Tiefenbezogene Darstellung der Messwerte für Gesamtkohlenstoff, Schwefel und Glühverlust („H₂O total“) der drei Bohrkernstrecken (siehe Tab. 1; alle Angaben in Gew.-%). Zur Korrelation der Messwerte siehe Text.

Tab. 2: Tabellarische Übersicht der wichtigsten Lithotypen und Sublithotypen der Seesedimente von Enspel.

	Korngröße	Textur Struktur	auffällige Klaster	Kerogen	Tuff	Tuffit/ klast.Sed.	Beispiel	
LT1	a	Ton-Silt	massig	-	(x)	x	(x)	B1/2, 2/5
	b	Ton-Silt	parallel Loop-Strukt.	Blms	x	x	x	B2/1a, 2/5
	c	Ton-Silt	eben-parallel laminiert, z.T. gradiert,	Blms	xx	x	x	B1/4, 1/7, B2/2, 2/8
	d	Ton-Silt	Mikrorippen	Illit	(x)	(x)	x	B1/6c, 3/3b
	e	Ton-Silt	wellig-parallel	Illit	(x)	-	x	B1/9
LT2	Silt-Grobsand z.T. brecciös	parallel z.T. gradiert	z.T. Intrakl.	-	x	x	B1/6c	
LT3	Ton-Silt brecciös	massig	Extra- & Intraklasten	(x)	-	x	B1/8, 2/9, B2/10	
LT4	Silt-Grobsand brecciös	div.	dto.	-	-	x	B2/6, 3/2, B3/5, 3/6	
LT5	Mittel-Grobsand, brecciös	massig	dto.	-	-	x	B2/7, 1/3	

Ausschnitte der Kernstrecke

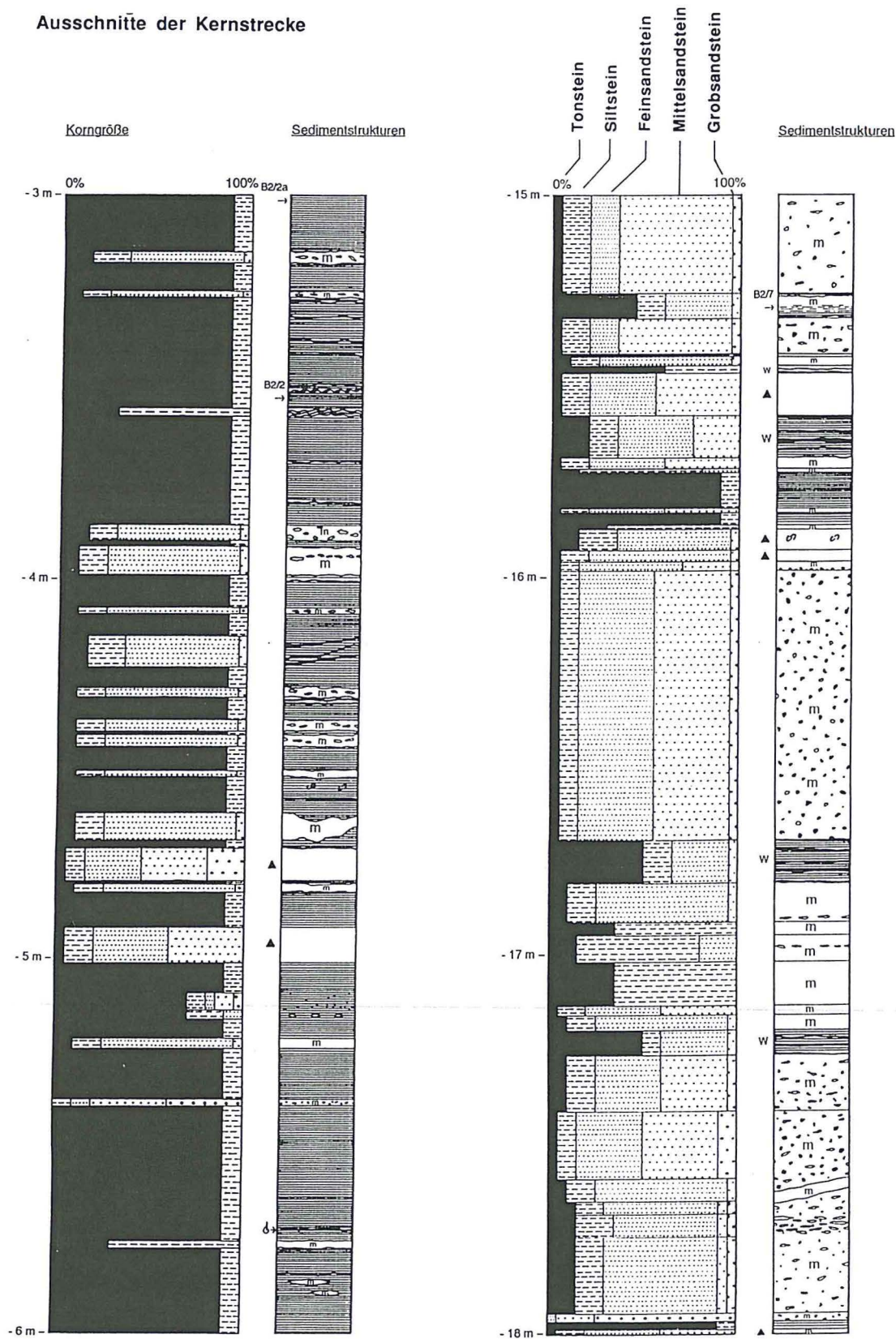







Abb. 30: Petrographische Logs zweier ausgewählter, repräsentativer Kernstrecken der Bohrung ENSPEL 2 aus WILKE (1994). In der jeweils linken Kolonne sind Korngrößen, in der rechten Kolonne die strukturellen Merkmale wiedergegeben. Beide Kernausschnitte zeigen sowohl in den feinkörnigen, als auch in den gröberen Partien sehr rasche Wechsel der Korngrößen und geringe Mächtigkeit einzelner Ereignishorizonte.

Legende zur Abb. 30:

Korngrößen




-  Ton
-  Silt
-  Feinsand
-  Mittelsand
-  Grobsand

 Fossil





B 1/1 Proben-Nummer

Primäre Sedimentstrukturen

Schichtung (> 1 cm)

-  eben durchgehend
-  eben undeutlich, unregelmäßig
-  wellig

Sekundäre Sedimentstrukturen

-  Convolution, Schichtzerreißung, Rutschung
-  Fließfältelung (drag fold)
-  synsedimentäre Störung
-  Entwässerungsstruktur

Lamination (< 1 cm)

-  eben durchgehend
-  eben undeutlich, unregelmäßig
-  schräg
-  wellig
-  linsig
-  flaserig
-  Schlieren

W  Wechsellagerung

 Einschaltungen

m  massig, strukturlos

▲  Gradierung

 Intraklasten

 Extraklasten

?  Schichtlücke

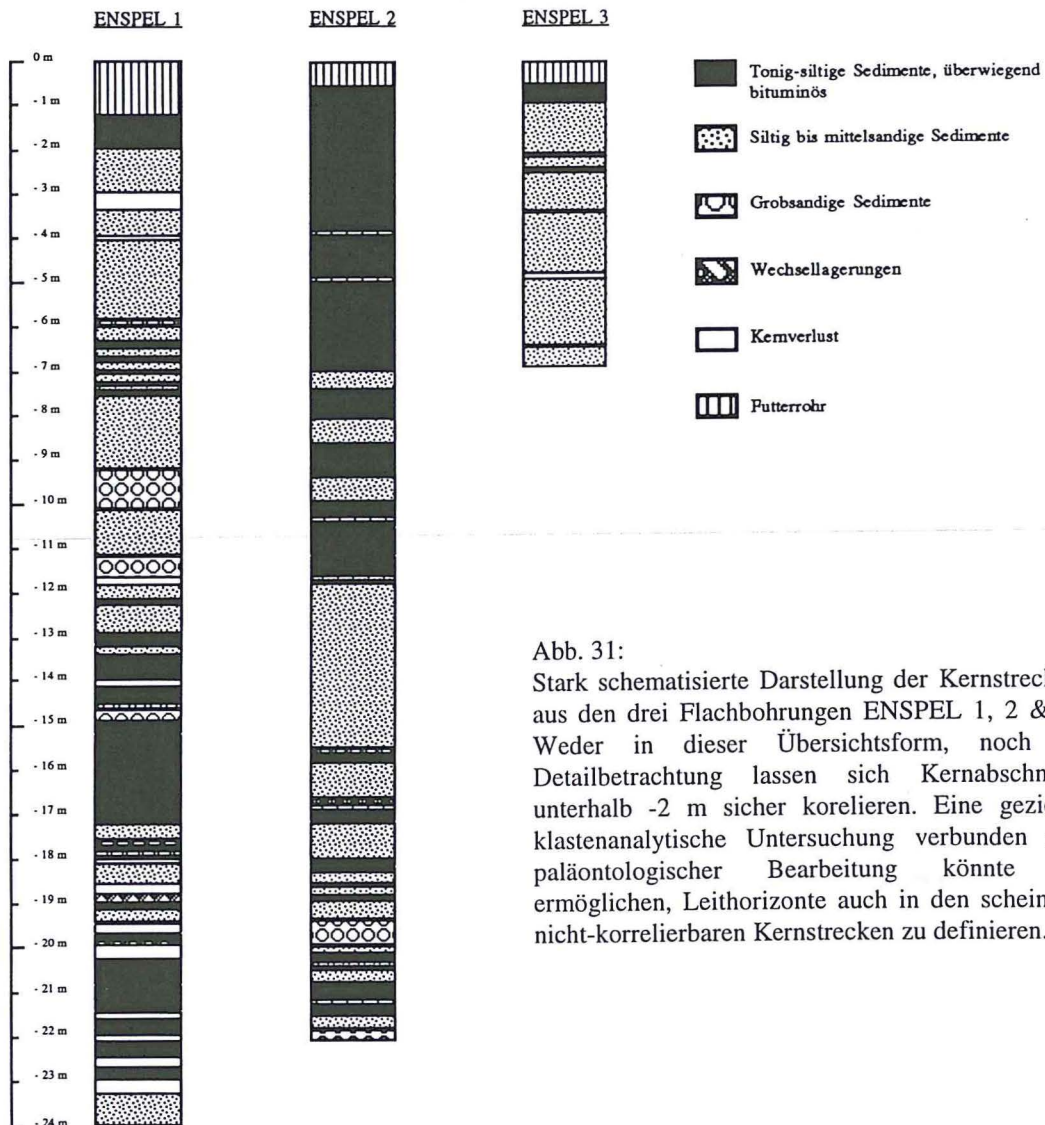


Abb. 31: Stark schematisierte Darstellung der Kernstrecken aus den drei Flachbohrungen ENSPEL 1, 2 & 3. Weder in dieser Übersichtsform, noch in Detailbetrachtung lassen sich Kernabschnitte unterhalb -2 m sicher korelieren. Eine gezielte klastenanalytische Untersuchung verbunden mit paläontologischer Bearbeitung könnte es ermöglichen, Leithorizonte auch in den scheinbar nicht-korrelierbaren Kernstrecken zu definieren.

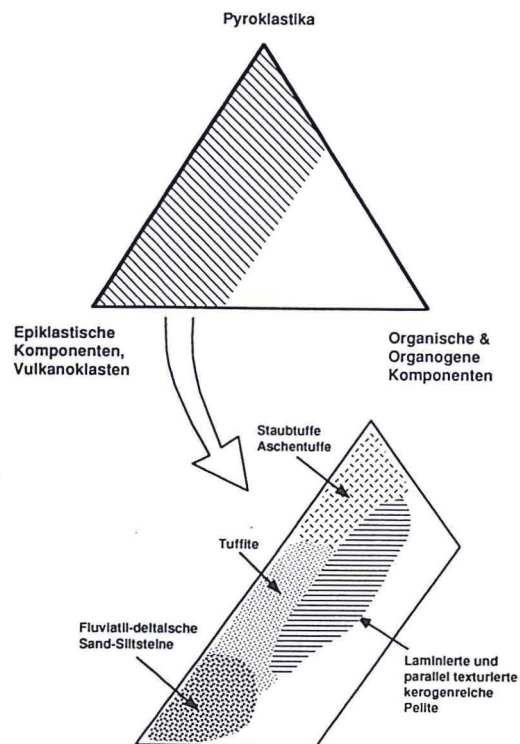


Abb. 32:
Dreiecksdiagramm zur Darstellung der Zusammensetzung der lakustrinen Ablagerungen. Die Komponentenspektren der untersuchten Sedimente variieren zwischen pyroklastischen, epiklastischen und organisch-organogenen Anteilen. Schematisch ist die ungefähre Position von Staub- und Aschentuffen, von Tuffiten, fluvial-deltatischen Epiklastiten und autochthonen lakustrinen, kerogenreichen Hintergrundsedimenten hervorgehoben.

7 Ablagerungsmechanismen

Die Sedimentationsdynamik des Enspelsees lässt sich rekonstruieren aus dem strukturellen Inventar und der Abfolge der Lithotypen. Sie wurde geprägt durch die folgenden Vorgänge und ihre Produkte:

1. Autochthone Hintergrundsedimentation:

Paralleltexturierte, selten feinlaminierte, karbonatarmer Schwarzpelite, sehr kerogenreich (bis >26 Gew.-% Corg), wurden gebildet in anaerobem, ruhigem Hypolimnion bei niedrigen Akkumulationsraten. Pyroklastische Zufuhr und äolische Einwehung von vorwiegend vulkanogenem Material überlagerten sich mit der organischen Primärproduktion von planktonischen Algen, von Bakterien und Pilzfäden etc. Nestartige Anreicherungen von strukturierter organischer Materie könnten auf flotierende Algenmatten zurückzuführen sein. Wellig runzelig strukturierte organische Laminae deuten wahrscheinlich auf Mikrobenmatten im Sinne von WUTTKE & RADTKE (1993, 1994, 1995) hin. Isolierte Anhäufungen von größeren Einzelklasten könnten auf zerfallende Koprolithen hindeuten. Diese Erklärung scheint für jene Art Anreicherungen größerer Einzelklasten in Feinsedimenten näherliegend, als eine Driftanlieferung an Pflanzenwurzeln (GOTH 1990, ZOLITSCHKA 1993, MINGRAM 1994) anzunehmen. Der überwiegende Teil dieser feinklastischen Hintergrundsedimente dürfte durch Suspensionsabsaigerung entstanden sein. Er macht im Vergleich zu den nachfolgend genannten Ereignis-Sedimenten und Resedimenten einen sehr kleinen Anteil der gekernten Abschnitte aus (schätzungsweise <15%, (in Bohrung Enspel 1996 ca. 18%).

2. Ereignis-Sedimentation:

Staubtuffe, Aschen- und Lapillituffe sind eruptiven vulkanischen Ereignissen zuzuordnen. Aschefall-Ablagerungen zeigen keine basale Erosion, aber gelegentlich Belastungsmarken. Tuffite, gradierte oder massige lithische Sand- und Siltsteine z.T. vertont, reich an Extra- und Intraklasten, können auf hochwasserbedingte punktuelle Sedimentzufuhr über Kleindeltas zurückgehen. Sie weisen häufiger basale Erosion und Einarbeitung großer Feinsediment-Intraklasten auf. Massig strukturlose bis gradierte, dünn- bis mittelschichtige, kerogenarme Tonsiltsteine lassen sich als Suspensions-Umlagerungen nach Wellenagitation im Marginalbereich interpretieren oder auf Holomixis-Ereignisse (turnovers) mit Grundberührung zurückführen. Die Ablagerung erfolgte stets deutlich unter der Wellenbasis. Sedimentation aus geringkonzentrierten Autosuspensionströmen (mit klaren Turbidit-Merkmalen) sind relativ selten zu beobachten.

3. Gravitative Resedimentation:

In allen oben genannten Lithotypen sind Spuren von meist plastischer, früh-postdepositionaler Verformung zu erkennen. Die beobachtbaren Deformationsgefüge reichen von mikroskopisch kleinen schichtparallelen Schleppungsfalten oder diskordanten Scherflächen, über Sedimentinjektionsgefüge und vollständig konvolute Wickelschichtungen zu Schichtzerreißen in bis zu metermächtigen Lagen. Ablagerungen aus höherkonzentrierten Massenströmen, bis 2 m mächtig, zeigen Übergänge zu Rutschungen und Gleitungen plastisch-kohäsiver, tonreicherer Sedi-

mentmassen. Feinsedimente unter konvoluten Groblagen zeigen scherungs- oder entwässerungsbedingte Interdeformationen. Resuspensionen schon abgelagerten Materials als Folge rascher Sedimentleitungen können gradierte Feinsedimente über resedimentierten Groblagen erklären.

Rasche Sedimentzufuhr und metastabile Zwischenlagerung im Seerandbereich (evtl. auf steilflankigen Kleindeltas) könnten für das häufige episodische Resedimentieren größerer Sedimentmassen verantwortlich sein. Es ist sehr wahrscheinlich, daß mächtige Sedimentpakete (in der Größenordnung von >10 m Mächtigkeit) mehrphasig durch Gleitung deformiert wurden. Diese läßt sich an der Bohrung Enspel 1996 nachweisen, da man dort Klaster mit Intraklasten in bis zu 15 m mächtigen Schuttströmen findet (FELDER et al. 1998). Relativ späte Deformation manifestiert sich in diskreten steilstehenden Scherflächen, die das schon verfestigte Sediment versetzen.

Wahrscheinlich durch die Basaltauflast bedingt sind Fluidisierungen noch wasserreichen Sedimentes (Abb. 33) im oberen Teil des Profils. In tieferen Bereichen kommen auch plötzliche Auflast durch Schlammströme oder eine seismische Triggerung als auslösende Faktoren in Frage (FELDER et al. 1998). Besonders smektitreiche Feinsedimente (Tuffe) scheinen bevorzugt geeignet zu sein für diese z.T. schichtparallelen, aber auch diskordant durch vorverfestigtes hangendes Sediment schlagenden Sedimentinjektionen. Gut zu beobachten sind diese Injektionsgefüge nahe der Topfläche der Seesedimente in den Grabungsstellen, sowohl in den zentralen als auch in den randlichen Bereichen. Sie scheinen, wie auch die Klüfte im Basalt mit Fischgrätenstrukturen (PIRRUNG 1998), ringförmig um das Beckenzentrum zu liegen und sind daher vermutlich Folge der Bildung von Schwächezonen durch unterschiedliche Sedimentkompaktion im Becken. Diese wurde durch die Auflast des Basaltes noch verstärkt.



Abb. 33:
Makroaufnahme einer Seesediment-Oberfläche, die von einer fluidisierten hellen Tuffmasse saiger durchschlagen wird. Diese Form der diskordanten Sedimentinjektion durch schon relativ stark entwässertes (kompaktiertes) hangendes Sediment könnte mit plötzlich einsetzenden Überdrücken durch Basaltauflast zusammenhängen. Auf der Sediment-Oberfläche sind subparallele und teilweise verzweigte feine Bänderungen erkennbar, die auf Mikrobenmatten zurückgehen könnten. Die Probe entstammt dem Grabungsschurf I.

8 Sedimentologisch-stratigraphische Entwicklung

Sedimente sehr unterschiedlicher Körnung und Struktur stehen im cm/dm-Maßstab in engständiger Wechsellagerung. Klare Rhythmik in der Abfolge der Lithotypen ist nicht erkennbar. Laterale Korrelierbarkeit scheint sich auf die obersten Meter der Profile zu beschränken, wie sie in den Grabungsschürfen zugänglich sind. Es muß offen bleiben, weshalb die liegenden Sedimente im Gegensatz zu den jüngsten Seesedimenten trotz räumlicher Nähe der Profile nicht mehr sicher korreliert werden können. Ein Grund ist sicher die kleinräumige Natur sowohl der primären Schüttungskörper, als auch der postdepositionalen Resedimentationen (Rutschungen, Gleitungen). Sowohl die Resedimentationskörper, als auch die deltaischen Loben müssen kleinere laterale Erstreckung haben, als die Bohrungsabstände. Relativ kleine wohl zungenförmige Schüttungskörper haben sich versetzt überlagert. Ein möglicher Erklärungsansatz wäre, die obersten 1-2 m Sediment direkt unter dem Basalt als noch in situ verbliebene Sedimentmasse zu deuten, die bei geringer werdendem Reliefpotential auch geringere Rutschungsneigung hatte und von der Basaltabdeckung vor Ort konserviert wurde.

Die 3 stratigraphischen Profile, die nur einen Bruchteil der Gesamtmächtigkeit der Seesedimente abdecken, zeigen wie auch das gesamte Profil

9 Schlußfolgerungen

Die Seesedimente von Enspel wurden an Bohrkernen aus 3 Flachbohrungen mit einer Gesamtkernstrecke von 49,1 m sedimentologisch untersucht. Ziel der Arbeiten war es, die wesentlichen Sedimentationsmechanismen dieser teilweise kerogenreichen, stark vulkanoklastisch geprägten Ablagerungen zu definieren und deren stratigraphische Korrelierbarkeit zu überprüfen.

Am frischen Kernmaterial wurden die wichtigsten Lithotypen definiert und in petrographischen Logs 1:10 dargestellt. Nach beginnender Antrocknung und besonders nach Oxidation der Probenoberflächen bei der Präparation sind besonders bei kerogenreichen Horizonten gröbere Körnungen sichtbar geworden, als bei der Erstanalyse im Feuchtzustand. Die Dünnschliff-Petrographie zeigt, daß makroskopisch und mineralogisch als Pelite ansprechbare Sedimente z.T. durch Verwitterung von größerem vulkanoklastischem Material entstanden sind. Die Komponentenspektren lassen sich beschreiben als Mischungen von vulkanogenen Gesteinsbruchstücken (Aschen bis Lapilli, Bims), zugeführtem detritischem nicht-vulkanogenem Material (sedimentäre Extraklasten, Quarzite, Tonschiefer), Intraklasten, sowie organischen Komponenten (Algenmaterial, Blattreste, Diatomeen, Schwammspiculae, phospho-

(FELDER et al. 1998) keinen eindeutigen Trend zur Verringerung der Wassertiefe. Kornverfeinerungstrends zum Hangenden über cm bis wenige dm (selten m) gehen auf die Beruhigung des Milieus nach Resedimentationen oder Ereignis-Sedimentationen zurück.

Hinweise auf faziell eigenständige litorale Flachwassersedimentation konnten weder im Klastenbestand größerer Resedimente, noch in resuspendiertem Feinmaterial erfasst werden. Diese Beobachtung steht in Einklang mit der Deutung von BÖHME (1995), nach dessen Untersuchungen der Enspelsee kein ausgedehntes pflanzenreiches Litoral gehabt haben kann.

Insgesamt zeigt die bearbeitete Seesedimentfolge profundale, aber randnahe Ablagerungsbedingungen in einem relativ tiefen, mesotrophen bis eutrophen See. Ausgeprägte Reliefgradienten am Beckenhang führten zu episodischer Resedimentation, die zusammen mit fluviatil-deltaischen Schüttungsereignissen für zumindest kurzzeitige und teilweise Durchmischungen des Wasserkörpers sorgten. Unter vermutlich meromiktischen Verhältnissen mit Stillwasser-Sedimentation kam es zur Schwarzpelitbildung, die volumenmäßig stark zurücktritt gegenüber den gröberklastischen Ereignissedimenten. Die Akkumulationsraten schwankten stark, waren jedoch generell sehr hoch.

tische Bioklasten etc.).

Nach primären Korngrößen, nach partikulärer Zusammensetzung und Sedimentstrukturen lassen sich 5 Hauptlithotypen mit mehreren Varianten (Sublithotypen) definieren. Die Mächtigkeit der aus einem Bildungsprozess oder Prozessgefüge stammenden Ablagerungseinheiten liegt zwischen 0,1 mm und 2 m. Sedimente sehr unterschiedlicher Körnung und Struktur stehen im cm/dm-Maßstab in engständiger Wechsellagerung. Klare Rhythmik in der Abfolge der Lithotypen ist nicht erkennbar. Infolge von vielfältigen postsedimentären Umlagerungsvorgängen lassen sich pyroklastische Sedimente s.str. häufig nur unsicher von epiklastischen Ablagerungen unterscheiden.

Die Sedimentationsdynamik des Enspelsees wurde geprägt durch autochthone Stillwasser-Hintergrundsedimentation, vor allem jedoch durch Ereignis-Sedimentation und häufige gravitative Resedimentationen:

1. Autochthone Hintergrundsedimentation:

Paralleltexturierte, selten feinlaminierte, karbonatarmer Schwarzpelite, z.T. sehr kerogenreich, gebildet in anaerobem, ruhigem Hypolimnion bei relativ niedrigen Akkumulationsraten. Warven als saisonale Laminite wurden noch nicht belegt.

2. Ereignis-Sedimentation:

- a) Sedimente eruptiver Ereignisse: Staubbuffe, Aschen- und Lapillituffe;
- b) Hochwasser-bedingte punktuelle Sedimentzufuhr über Kleindeltas: Tuffite, gradierte oder massige lithische Sand- und Siltsteine, z.T. vertont, reich an Extra- und Intraklasten;
- c) Suspensions-Umlagerungen nach Wellenagitation oder Holomixis-Ereignissen mit Grundberührung, Ablagerung unter der Wellenbasis: massig strukturlose bis gradierte kerogenarme paralleltexturierte Tonsiltsteine, dünn- bis mittelschichtig.

3. Gravitative Resedimentation:

Massenstromablagerungen bis 2 m mächtig, Bildung von Suspensionen und Autosuspensionen als Folge von Gleitungen oder Rutschungen. Häufige plastische früh post-depositionale Deformationen bis in den Mikromaßstab.

Sehr wahrscheinlich durch die Basaltauflast bedingt sind Fluidisierungen noch wasserreichen Sedimentes, Sedimentinjektionen und kompaktive Deformationen.

Durch den hohen Anteil von Resedimenten und vermuteten Sedimentgleitungen können die Bohrprofile zumindest ab einigen Metern Teufe nicht mehr verlässlich korreliert werden. Sowohl die Resedimentationskörper, als auch die deltaisichen Loben müssen kleinere laterale Erstreckung haben, als

Dank

Besonderen Dank drücken wir Herrn WUTTKE und Frau RADTKE aus, durch deren Initiative unser Interesse an den Seesedimenten von Enspel geweckt wurde. Ihnen sowie den Kollegen PIRRUNG, BÜCHEL, CLAUSING, GRIESSEMER, SCHREIBER und ENZMANN

die Bohrungsabstände. Die stratigraphischen Profile decken nur einen Bruchteil der Gesamtmächtigkeit der Seesedimente ab. Sie zeigen, wie auch die gesamte Abfolge, keinen eindeutigen Trend zur Verringerung der Wassertiefe.

Die bearbeitete Seesedimentfolge dokumentiert Ablagerungsbedingungen in einem tiefen, mesotrophen bis eutrophen See mit starker Sedimentzufuhr über punktuelle Schüttungszentren (Kleindeltas, Schwemmkegel). Vergleiche des Vulkanoklastespektrums mit anstehenden Tertiär-Vulkaniten der Umgebung und die Rekonstruktion des Paläoreliefs lassen am ehesten eine Anlieferung von N bis W der heutigen Seesediment-Vorkommen erwarten. Ausgeprägte Reliefgradienten am Beckenhang führten zu episodischer Resedimentation, die zusammen mit fluviatil-deltaischen Schüttungsereignissen für teilweise Durchmischungen des Wasserkörpers sorgten. Unter den zeitlich vorherrschenden meromiktischen Stillwasser-Verhältnissen mit minimalem epi- und pyroklastischem Eintrag kam es zur Bildung von Schwarzpeliten, die volumenmäßig jedoch stark zurücktreten gegenüber den gröberklastischen Ereignissedimenten. Saisonale Laminiten (Warven) und litorale Flachwasser-Sedimente konnten nicht belegt werden.

verdanken wir so manchen anregenden Hinweis während der Arbeiten. Frau FELDER gebührt Dank für die Durchsicht des Manuskriptes und wertvolle Hinweise.

Literatur

- AHRENS, W. (1960): Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald.- Z. deutsch. geol. Ges., **112**: 238-252; Hannover.
- ANGELBIS, G. & SCHNEIDER, A. (1891): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Blatt Marienberg.- Berlin.
- BAHRIG, B. (1989): Stable isotope composition of siderite as an indicator of the paleoenvironmental history of oil shale lakes.- Palaeogeogr., Plaeoclimat., Palaeoecol., **70**: 139-151; Amsterdam.
- BÖHME, E. (1995): Vergleich des Paläoenvironments der Fossilagerstätten Rott und Enspel aus paläoichthyologischer Sicht.- Symposium „Fossilagerstätte Enspel“, Bad Marienberg, Vortragskurzfassung, Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz; Mainz.
- CLAUSING, A. (1995): Mikro-organofazielle Studien an Sedimenten aus Enspel (Tertiär, Westerwald, Deutschland).- Symposium „Fossilagerstätte Enspel“, Bad Marienberg, Vortragskurzfassung, Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz; Mainz.
- CLAUSING, A. (1998): Mikro-organofazielle Studien an Sedimenten des Enspel-Sees (Oberoligozän, Westerwald, Deutschland).- Hallesches Jahrb. Geowiss., **B20**: 119-133; Halle.
- DECHEN, H. VON (1884): Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen sowie einiger angrenzender Gegenden.- 933 S.; Bonn (Henry).
- ENGELS, S. (1996): Sedimentgeochemische Untersuchungen an den Ölschiefern des Enspeler Maares (Oligozän/Westerwald).- Diplomarbeit, Univ. Bonn; [unveröff.].
- ENZMANN, F. (1994): Bericht zur Zweimonatskartierung westlich des Stöffels bei Enspel im Westerwald auf Blatt 5313 Bad Marienberg.- 42 S., Kartierbericht, Univ. Mainz; [unveröff.].
- GOTH, K. (1990): Der Messeler Ölschiefer - ein Algenlaminit.- Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **131**: 143 S.; Frankfurt/M.

- FELDER, M., WEIDENFELLER, M. & WUTTKE, M. (1998): Lithologische Beschreibung einer Forschungsbohrung im Zentrum des oberoligozänen, vulkanolakustrinen Beckens von Enspel/Westerwald (Rheinland-Pfalz, Bundesrepublik Deutschland).- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **27**: 101-136, 4 Abb., Anhang; Mainz.
- HORN, P. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1988): A differential etching and magnetic separation approach to whole-rock Potassium-Argon dating of basaltic rocks.- *J. Geochem.*, **22**: 115-128.
- JUNG, U. A. (1996): Geochemische und petrographische Analyse tertiärer Vulkanite im Raum Enspel, Westerwald.- Diplomarbeit, Univ. Stuttgart; [unveröff.].
- KÖHLER, J. (1995): Die Oberoligozäne Flora von Enspel (Westerwald) - erste Ergebnisse.- Symposium „Fossilagerstätte Enspel“, Bad Marienberg, Vortragskurzfassung, Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz; Mainz.
- KÖHLER, J. (1997): Die Fossilagerstätte Enspel-Vegetation, Vegetationsdynamik und Klima im Oberoligozän.- Dissertation, Univ. Tübingen; [unveröff.].
- KROMER, H. (1980): Tertiary clays in the Westerwald Area.- *Geol. Jb.*, **D 39**: 69-84; Hannover.
- LEHMANN, E. (1930): Der Basalt vom Stöffel (Westerwald) und seine essexitisch-theralithischen Differenziate.- *Chemie der Erde*, **5**: 319-375; Jena.
- LE MAITRE, R. W. (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks).- 193 pp.; Oxford (Blackwell).
- MINGRAM, J. (1994): Sedimentologie und Zyklizität laminierter eozäner Ölschiefer von Eckfeld/Eifel.- *Mainzer naturwiss. Archiv, Beiheft 16*: 55-85; Mainz.
- PIRRUNG, B. M. (1993): Geologische und geophysikalische Untersuchungen am tertiären Basaltvorkommen Stöffel bei Enspel/Westerwald.- 170 S., 39 Abb., 17 Tab., 13 Taf., 7 Anl.; L.-Amt Denkmalpflege, Mainz; [unveröff.].
- PIRRUNG, B. M. (1997): Zur Genese der tertiären Seesedimente von Eckfeld (Eifel), Enspel (Westerwald), Messel (Sprendlinger Horst) und Sieblos (Rhön): Geologische und geophysikalische Untersuchungen.- Dissertation, Univ. Jena; [unveröff.].
- PIRRUNG, B. M. (1998): Zur Genese der tertiären Seesedimente von Eckfeld (Eifel), Enspel (Westerwald), Messel (Sprendlinger Horst) und Sieblos (Rhön).- *Mainzer naturwiss. Arch.*, Beiheft **20**: 117 S., 26 Abb., 17 Tab., 10 Taf.; Mainz.
- PIRRUNG, B. M., ENZMANN, F. & SCHMITT, H. (in Vorb.): Zur Geologie der Umgebung der Fossilagerstätte Enspel, Westerwald.- *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*.
- SABEL, K.-J. & FISCHER, E. (1987): Boden- und vegetationsgeographische Untersuchungen im Westerwald.- *Frankfurter Geowiss. Arbeiten, Serie D, 7*: 268 S.; Frankfurt.
- SCHILLER, W. (1995): Feinstratigraphische Untersuchungen der Kernbohrung Enspel 1991/2 unter besonderer Berücksichtigung der kieseligen Mikrofossilien.- Symposium „Fossilagerstätte Enspel“, Bad Marienberg, Vortragskurzfassung, Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz; Mainz.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments (Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks).- *Geol. Rdsch.*, **70**: 794-799; Stuttgart.
- SCHMITT, H. (1994): Zweimonatige Kartierung östlich des Stöffels bei Enspel im Westerwald.- 29 S., Kartierbericht, Univ. Mainz; [unveröff.].
- SCHREIBER, U. (1995): Die magmatotektonische Entwicklung der tertiären Westerwald-Vulkanprovinz.- Symposium „Fossilagerstätte Enspel“, Bad Marienberg, Vortragskurzfassung, Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz; Mainz.
- SCHREIBER, U. (in Vorb.): Vom Süßwassersee zum Lava-See - Das magmatische Endstadium des Enspel-Sees.- *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*.
- SCHULZ, U. (1996): Organisch-geochemische Untersuchungen an dem Oberoligozänen Ölschiefervorkommen von Enspel (Westerwald).- Diplomarbeit, Universität Köln; [unveröff.].
- SCHULZ, U., LEYTHAEUSER, D. & SCHWARK, L. (1997): Geochemie der Schwarzpelite des oligozänen Maarsees von Enspel: Auswirkung vulkanischer Katastrophen auf Paläoökologie und Paläoenvironment.- *Sediment'97, Terra Nostra*, **97** (2): 223-224; Köln.
- VDG-MERKBLATT (1988): Bestimmung des Methylenblau-Wertes.- Bindemittelprüfung, Prüfung von Bindetonen, P69; Düsseldorf (Verein Deutscher Giessereifachleute).
- WILKE, A. (1994): Zur Sedimentologie der oligozänen Fossilagerstätte Enspel/Westerwald.- Diplomarbeit, Univ. Mainz; [unveröff.].
- WUTTKE, M. & RADTKE, G. (1993): Agglutinierende Mikrobenmatten im Profundal des mitteleozänen Eckfelder Maar-Sees bei Manderscheid/Eifel (Bundesrepublik Deutschland).- *Mainzer naturwiss. Archiv*, **31**: 115-126; Mainz.
- WUTTKE, M. & RADTKE, G. (1994): Mikrobenmatten im Eckfelder Maar-See. Ansätze zur palökologischen Interpretation.- *Mainzer naturwiss. Archiv, Beiheft 16*: 125-129; Mainz.
- WUTTKE, M. & RADTKE, G. (1995): Mikrobenmatten im Enspel-See.- Symposium „Fossilagerstätte Enspel“, Bad Marienberg, Vortragskurzfassung, Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz; Mainz.

- WUTTKE, M., SCHREIBER, U., ENZMANN, F., SCHMITT, H., RADTKE, G. & PIRRUNG, M. (1995): Exkursionsführer Fossilagerstätte Enspel.- Symposium Bad Marienberg, 18 S., Landesamt für Denkmalpflege Rheinland-Pfalz; Mainz.
- ZOLITSCHKA, B. (1993): Palaeoecological implications from the sedimentary record of a subtropical maar lake (Eocene Eckfelder Maar, Germany).- Lecture Notes in Earth Sciences, **49**: 477-484; Berlin (Springer).

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Reinhard Gaupp
Universität Jena
Institut für Geowissenschaften
Burgweg 11
D-07749 Jena

Dipl.-Geol. Andreas Wilke
Bauhofstr. 17
D-55116 Mainz