

Schlüsselwörter

*Kainacher Gosau
Oberkreide
Lithostratigraphie
Faziesanalyse
Geochemie*

Fazies und Geochemie der Bitumenmergel der Kainacher Gosau (St. Pankrazen Formation, Oberkreide, Österreich)

BARBARA RUSSEGGER, GERD RANTITSCH UND FRITZ EBNER*)

12 Abbildungen, 5 Tabellen und 1 Tafel

Inhalt

Zusammenfassung	213
Abstract	213
1. Einleitung	214
2. Geologie	214
3. Probenpunkte	214
4. Methodik	214
4.1 Kohlenstoff-Schwefel-Analysen	216
4.2 Rock-Eval-Analysen	216
4.3 Anorganische Geochemie	218
5. Ablagerungsraum der St. Pankrazen Formation	218
5.1 Fazielle Ausbildung	218
5.1.1 Konglomerat- und Karbonat Member	218
5.1.2 Bitumenmergel Member	218
5.2 Ablagerungsraum	218
6. Organische Bestandteile	221
6.1 Klassifikation der organischen Substanz	221
6.2 Kohlenstoff/Schwefel-Beziehungen	223
6.3 Depositionstyp und relative Sedimentationsraten	224
7. Anorganische Geochemie	227
8. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	229
Dank	230
Literatur	230

Zusammenfassung

Oberkretazische Bitumenmergel (Bitumenmergel Member der St. Pankrazen Formation) an der Basis der Kainacher Gosau (Obersanton bis Maastricht) wurden faziiell und geochemisch charakterisiert. Es werden acht Faziestypen unterschieden, die in das Modell eines marin beeinflussten Mergelsees (marl lake) eingegliedert werden können. Die Bildungs- und Erhaltungsbedingungen der organischen Substanz werden durch den zeitlich und räumlich variierenden Einfluß des detritären Eintrages, des Sauerstoffangebotes im Bodenwasser und der Sedimentationsrate gesteuert. In der zeitlichen Entwicklung zeigt sich eine Zyklizität der geochemischen Parameter mit einer Periode von 20-40 cm und einer vermuteten Zeitdauer von 1 ka. Als Ursache der Zyklizität werden klimatische Gründe vermutet.

Depositional environment and geochemistry of bituminous marls of the Kainach Gosau Basin (St. Pankrazen Formation, Late Cretaceous, Eastern Alps)

Abstract

Late Cretaceous black shales (Bitumenmergel Member of the St. Pankrazen Formation) of the Kainach Gosau Group (Late Santonian to Maastrichtian) within the Eastern Alps were characterized by sedimentological and geochemical methods. Within the bituminous marls of the Bitumenmergel Member the facial model of a marl lake in the vicinity to an open marine basin is proposed. The potential of organic matter to generate hydrocarbons is in strong dependence on the detrital input, the oxygen supply at the sediment/water interface and the sedimentation rate. A cyclicity in the temporal evolution of geochemical parameters in the range of 20-40 cm with a supposed periode of 1 ka is explained by the influence of climatic factors.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. B. RUSSEGGER, Dr. G. RANTITSCH, Prof. Dr. F. EBNER, Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben. email: barbara.russegger@kfunigraz.ac.at.

1. Einleitung

Schwarzschiefer (black shales) sind dunkelgefärbte Tongesteine mit sedimentologischen, paläoökologischen und geochemischen Merkmalen eines Ablagerungsraumes, der durch ein eingeschränktes Sauerstoffangebot bestimmt wird (TYSON, 1987). Eine ökonomische Bedeutung erlangen diese, oft bituminösen Gesteine, als potentielle Kohlenwasserstoff-Muttergesteine und als mögliche Träger von Wertmetallen. Darüber hinaus stellen Schwarzschiefer wichtige Marker in sequenzstratigraphischen Modellen dar. Ihre Charakterisierung ist deswegen von besonderer Bedeutung und kann durch unterschiedlichste methodische Ansätze erfolgen (vgl. WIGNALL, 1994).

In dieser Arbeit sollen oberkretazische Schwarzschiefer (Bitumenmergel) der ostalpinen Kainacher Gosau durch die Kombination fazieller und geochemischer Merkmale charakterisiert werden. Ausgangspunkt dafür ist eine Neudefinition der in FLÜGEL (1961) als „Fazies von St. Pankrazen“ bezeichneten Bitumenmergelentwicklung der Kainacher Gosau, als St. Pankrazen Formation.

Untersuchungen von FLÜGEL (1961), GRÄF (1975), GRÄF et al. (1980), SOMERS (1992), BODROGI et al. (1994) und SACHSENHOFER et al. (1995) deuten auf einen limnischen Ablagerungsraum im Nahbereich eines Meeres hin. Schlechte Aufschlußverhältnisse verhinderten bis jetzt die Erstellung eines konsistenten Faziesmodelles, sodaß nur lithologische Beschreibungen isolierter Teilbereiche dieser Formation vorliegen. Diese Daten sollen hier zusammen mit neuen Befunden zu einem Modell der Entstehung organisch-reicher Sedimente an der Basis der oberkretazischen Kollapsbecken der Ostalpen (Gosau Becken) führen.

2. Geologie

Das Oberkreide-Becken der Kainacher Gosau liegt transgressiv und diskordant dem Grazer Paläozoikum auf. Die Subsidenz des Beckens in der Zeit vom Obersanton bis Maastricht (BODROGI et al., 1994, cum.lit.) wird im Zusammenhang mit dem gleichzeitigen Aufstieg des metamorphen Gleinalm Domes erklärt (NEUBAUER et al., 1995). Die Sedimente der Kainacher Gosau werden von SCHIRNIK (1994) lithofaziell in sechs Fazieszonen gegliedert (vgl. NEUBAUER et al., 1995). Diese Gliederung beruht auf dem Übergang einer proximalen Alluvialfazies in eine distale submarine Fan-Delta Fazies.

Die hier neu definierte **St. Pankrazen Formation** ist Teil einer lakustrinen Fazieszone (SCHIRNIK, 1994) am Ostrand des Beckens (Abb. 1, 2), die von BODROGI et al. (1994) mit Campan datiert wird. Namensgebend ist die Ortschaft St. Pankrazen, die sich in der Nähe der Typuslokalität befindet (Abb. 1). Als Typusprofil wird das Profil am SW Hang des Höllererkogels vorgeschlagen (Profil 1 in Abb. 1 und 4 dieser Arbeit; Profil I in FENNINGER & HUBMANN, 1994 und Profil A in SOMERS, 1992; Rechtswert = 663950, Hochwert = 224375 in der ÖK 163). Ihre lithostratigraphische Stellung als Formation ergibt sich aufgrund der im Maßstab von 1:10000 darstellbaren räumlichen Ausdehnung (s. Abb. 2; EBNER, 1992). Das Typusgebiet bildet das Verbreitungsgebiet der von SCHIRNIK (1994) beschriebenen limnischen Fazieszone (s. Abb. 1). Als Referenzprofile dienen die in dieser Arbeit beschriebenen Profile 7, 8 und 9 (s. Abb. 4). Die St. Pankrazen Formation gliedert sich vom Liegenden in das Hangende in die folgenden drei Mem-

- **Konglomerat Member:** Bis zu 2 m mächtige Konglomerate als direkte transgressive Überlagerung des paläozoischen Untergrundes (s. unten).
- **Karbonat Member:** Bis zu 2 m mächtige gastropodenführende Kalke einer Strandentwicklung (SOMERS, 1992; FENNINGER & HUBMANN, 1994).
- **Bitumenmergel Member:** Maximal 20 bis 50 m mächtige bituminöse Kalkmergel eines limnischen Ablagerungsraumes (BODROGI et al., 1994; SACHSENHOFER et al., 1995).

Die St. Pankrazen Formation wird von bis zu 300 m mächtigen Sand- und Tonsteinen eines progradierenden Deltas (SCHIRNIK, 1994) überlagert. In Sandsteinen dieser Fazies konnten Schwerminerale eines mesozonal metamorphen Liefergebietes (Rutil, Turmalin, Zirkon, Sillimanit, Amphibol und Granat) erkannt werden (RANTITSCH & MELCHER unpubl. Daten).

Nach SCHIRNIK (1994) wird die St. Pankrazen Formation von Sedimenten einer distalen Alluvial Fazies und einer Fan-Delta Fazies überlagert. Die Fan-Delta Fazies entspricht der Hauptbecken Folge von GRÄF (1975). Sie wird in dieser Arbeit im Sinne einer Formation verwendet und als Hauptbecken Formation bezeichnet (vgl. NEUBAUER et al., 1995). Aufgrund sedimentologischer, geochemischer und mineralogischer Parameter müssen die vormals als Bitumenmergel beschriebenen Vorkommen im Nordwesten des Beckens und die in der Tiefbohrung Afling U1 erbohrten Mergel (KRÖLL & HELLER, 1978) als distale Turbidite der Hauptbecken Formation zugeordnet werden.

Die alluvialen rotgefärbten Basiskonglomerate am Nordrand des Gosaubeckens sind E Geiststhal durch einen Störungskontakt von der St. Pankrazen Formation abgetrennt (EBNER, 1992, s. Abb. 2). Dadurch ist die vorher angenommene Altersgleichheit dieser Abfolgen (z. B. GOLLNER et al., 1987) nicht mehr haltbar (BODROGI et al., 1994). Bis jetzt fehlt jeder Hinweis auf den Einfluß eines kristallinen Liefergebietes innerhalb der roten Basiskonglomerate (vgl. GOLLNER et al., 1987).

3. Probenpunkte

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Bearbeitung von 128 Proben, aufgeteilt auf 9 Detailprofile und 37 Einzelproben (Abb. 1, 3).

Folgende Profile wurden aufgenommen:

- In der St. Pankrazen Formation:
Profil 1, 7, 8 und 9 an der Basis der St. Pankrazen Formation (Abb. 4)
- Profil 2, 3 und 4 innerhalb des Bitumenmergel Member (Abb. 8)
- Profil 5 aus der Deltafazies (Abb. 8)
- Profil 6 aus distalen Turbiditen der Hauptbecken Formation (Abb. 8)

Für die geochemischen Untersuchungen wurden in den Profilen 2-4 jede Bank, in den Profilen 5 und 6 jede feinklastische Bank probiert.

4. Methodik

Alle Proben wurden nach ihrer faziellen Ausprägung klassifiziert. Davon ausgehend erfolgte die Evaluierung ihrer geochemischen Charakteristika. Aufgrund der durchwegs unvollständigen Profile ist eine lithostratigraphische Einordnung der beschriebenen Faziestypen des Bitumenmergel Member

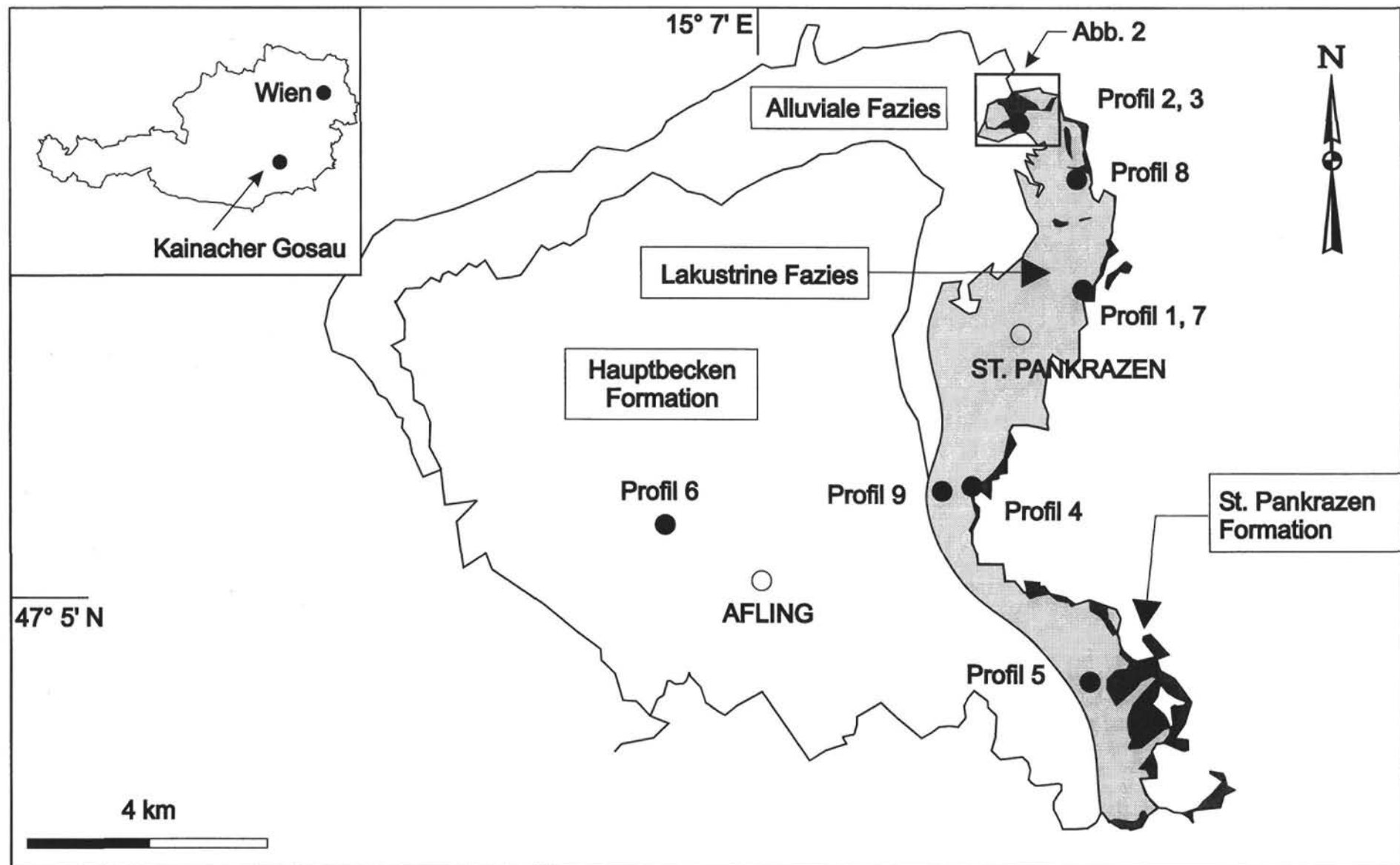


Abb. 1
Arbeitsgebiet mit der Verteilung der St. Pankrazen Formation und den untersuchten Profilen in der lakustrinen Fazieszone nach SCHIRNIK (1994).

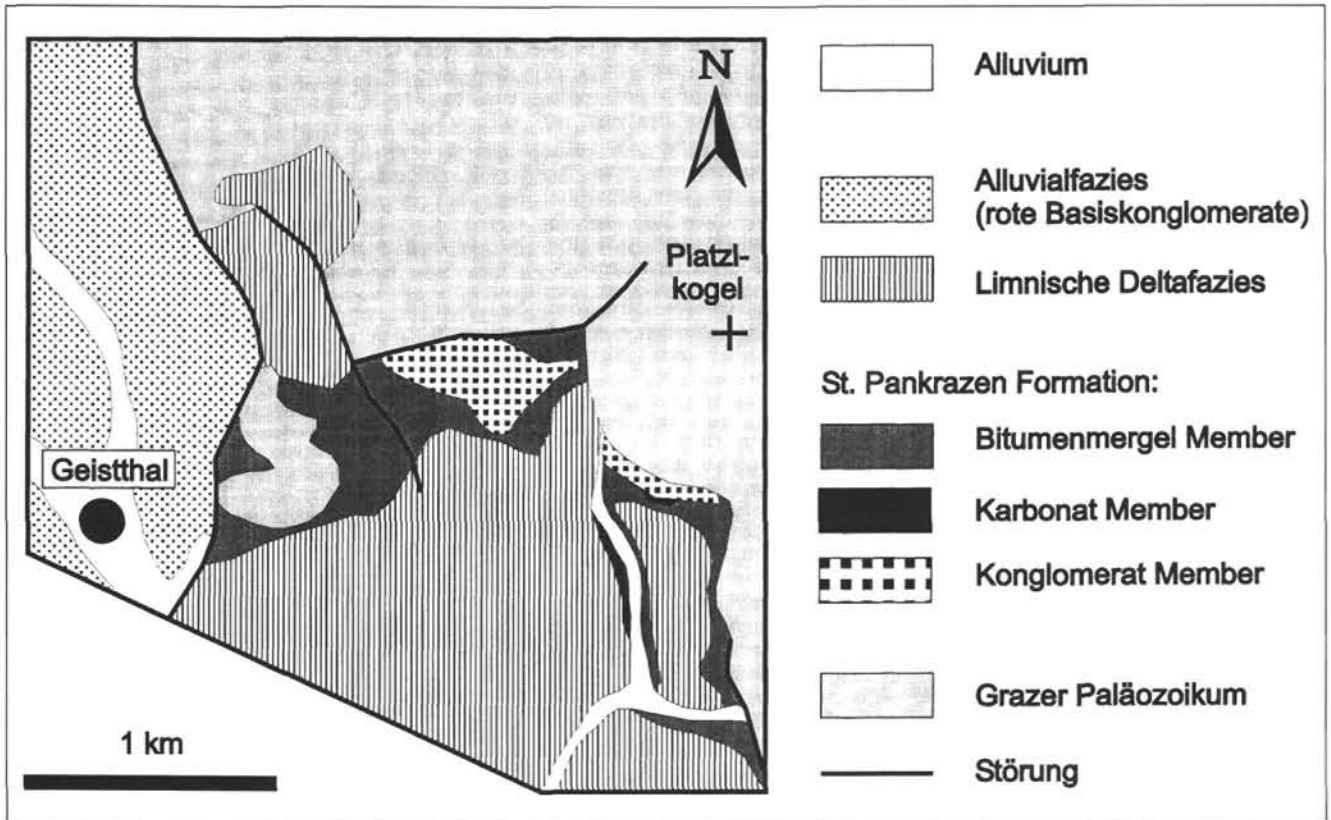


Abb. 2
Geologie im Raum östlich Geistthtal (s. Abb. 1). Die alluviale Fazieszone mit den roten Basiskonglomeraten ist durch eine Störung von der limnischen Fazieszone mit der St. Pankrazen Formation abgetrennt (EBNER, 1992).

nicht möglich. Um trotzdem eine grobe zeitliche Gliederung zu erreichen, wurden Proben, wo der Profilverband der basalen Member mit dem Bitumenmergel Member gegeben ist, als

basale Bitumenmergel klassifiziert. Proben die nicht mit diesem Member assoziiert sind, werden als interne Bitumenmergel betrachtet.

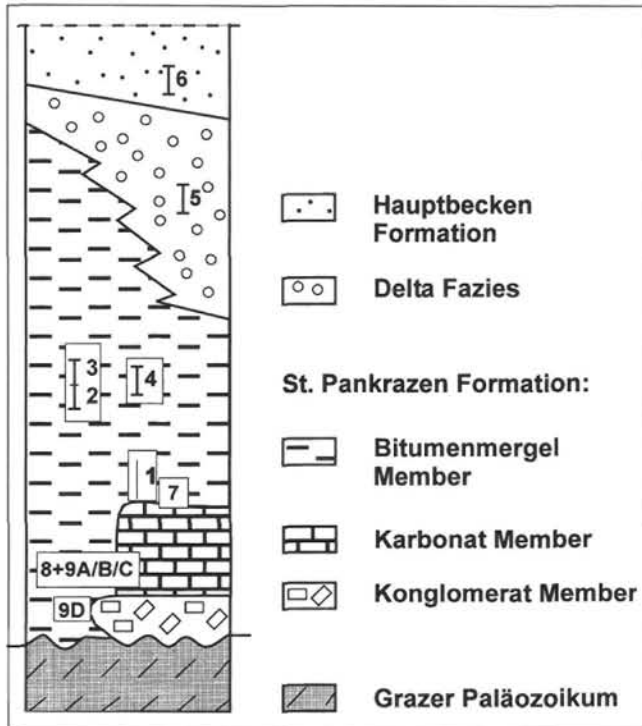


Abb. 3
Lithostratigraphie am Ostrand der Kainacher Gosau mit den untersuchten Profilen (nicht maßstäblich).

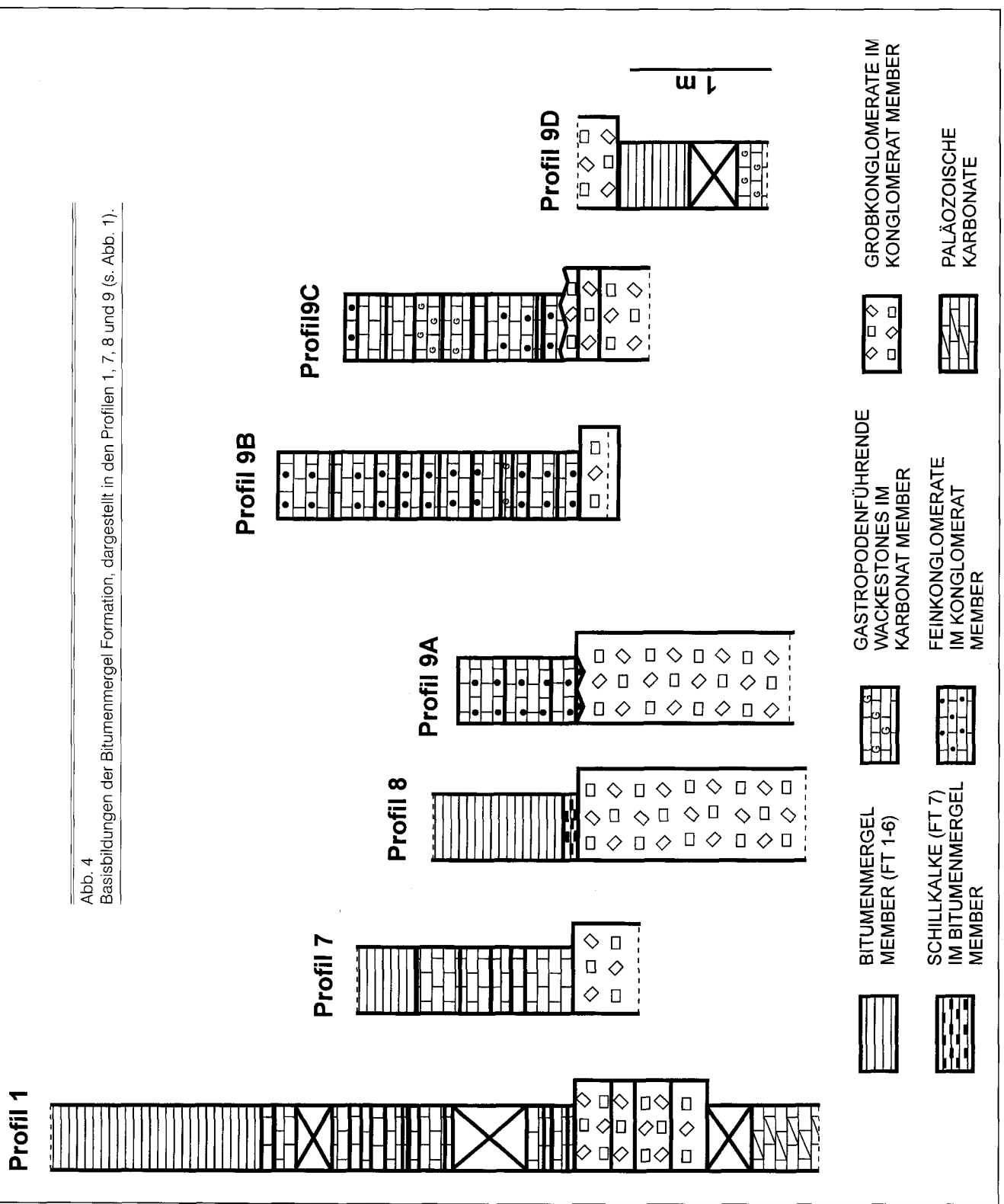
4.1 Kohlenstoff-Schwefel Analysen

An allen Proben wurde mit Hilfe eines LECO-Vebrennungsofens der Gehalt an Gesamtkohlenstoff (C), organisch gebundenem Kohlenstoff (TOC = total organic carbon) und an Gesamtschwefel (S) gemessen. Aus der Differenz des Gesamtkohlenstoffgehaltes und des TOC wurde aus der Stöchiometrie des CaCO_3 der Karbonatgehalt berechnet. Der Vergleich zwischen den aus den C-Gehalten errechneten CaCO_3 -Gehalten und den gasvolumetrisch (Scheibler-Methode) ermittelten Karbonatgehalten zeigt übereinstimmende Werte. Der Gesamtschwefelgehalt wird als pyritisch gebundener S betrachtet (vgl. RUSSEGGER et al., 1997). Die Elementkonzentrationen werden in Gewichtsprozent (%) angegeben und repräsentieren das arithmetische Mittel aus drei Messungen derselben Probe. Aus der Kalibration der Messungen mit Stahlstandards resultierte eine Genauigkeit von 40 ppm C bzw. 8 ppm S und eine Präzision von $\pm 5\%$ des Mittelwertes von C und S bei einer Nachweisgrenze von 2 ppm C und S.

4.2 Rock-Eval Analysen

Mit Hilfe eines RE II-Analysators wurde der organische Anteil der Proben auf den Kerogentyp und das Kohlenwasserstoff (KW)-Potential hin untersucht (vgl. ESPITALIÉ et al., 1977). Jede Probe wurde dreimal gemessen und das arithmetische Mittel ermittelt. Folgende Parameter wurden gemessen bzw. berechnet:

Abb. 4
Basisbildungen der Bitumenmergel Formation, dargestellt in den Profilen 1, 7, 8 und 9 (s. Abb. 1).



- S1: Menge an Kohlenwasserstoffen (mg KW/g Gestein), die im Gestein vorhanden ist.
- S2: Menge an Kohlenwasserstoffen (mg KW/g Gestein), die während der Pyrolyse aus dem Kerogen neu gebildet wurde.
- S3: Menge an CO₂ (mg CO₂/g Gestein), die während der Pyrolyse bis 390° gebildet wird.
- Tmax: Die Temperatur (°C), bei der ein Maximum an S2 KW generiert wurde. Dieser Wert entspricht der organischen Maturität.

- HI: Wasserstoffindex: $100 \times (S2/TOC)$.
- OI: Sauerstoffindex: $100 \times (S3/TOC)$.

Kerogen ist der in organischen Lösungsmittel unlösliche Anteil an organischer Substanz. Durch die Messung des Wasserstoff- und Sauerstoffindex kann der Kerogentyp I, II und III unterschieden werden: Typ I ist lipidreich und besteht vorwiegend aus nichtmarinen Algen, Typ II setzt sich bevorzugt aus marinem Phytoplankton und Bakterien zusammen und Typ III wird vom Detritus höherer Landpflanzen dominiert (vgl. ESPITALIÉ et al., 1977).

4.3 Anorganische Geochemie

An den 15 Proben des Profil 3 wurden die Haupt-, Neben- und Spurenelemente durch Fusion-ICP und ICP/MS am Gesamtgestein durch die Firma Actlab Inc. (Ancaster, Kanada) bestimmt. Die Nachweisgrenzen liegen bei den Hauptelementen bei 0,01% und bei den Spurenelementen je nach Element zwischen 0,01 und 5 ppm.

5. Ablagerungsraum der St. Pankrazen Formation

5.1 Fazielle Ausbildung

5.1.1 Konglomerat- und Karbonat Member

Die Basisbildungen der St. Pankrazen Formation werden in den Profilen 1, 7, 8 und 9 A-D dargestellt (Abb. 4). Die direkt dem paläozoischen Untergrund aufliegenden monomikten Konglomerate bestehen aus korngestützten Karbonatkomponenten der unmittelbaren Basis (Konglomerat Member). Sie gehen unter Ausbildung einer „fining upward“ Sequenz in die darüberliegenden, bis zu 2 m mächtigen, gastropodenführende Kalke (Karbonat Member, im Detail in SOMERS, 1992 und FENNINGER & HUBMANN, 1994 beschrieben) über. Teilweise ist der Kontakt zwischen Grobkonglomerat und Gastropodenkalk erosiv ausgebildet (s. Profil 9 A, C in Abb. 4). Das Bitumenmergel Member überlagert diese Entwicklung unter der lokalen Ausbildung von geringmächtigen (10 cm) Schilllagen (Faziestyp 7, s. 5.1.2), z. T. ist ein laterales Verzahnen mit den Konglomeraten offensichtlich. Das Karbonat Member ist aufgrund paläontologischer Befunde (Dasycladaceen und Echinodermenreste, SOMERS, 1992) einem marinen Ablagerungsraum zuzuordnen.

5.1.2 Bitumenmergel Member

Zu der Abfolge zählen teilweise bituminöse, karbonatreiche Ton/Siltsteine und fossilreiche Kalke. Die organische Maturität der Bitumenmergel liegt im Bereich des Erdölfensters (Glanz- bis Gasflammstadium, SACHSENHOFER et al., 1995). Migriertes Festbitumen ist in Extensionsklüften und Schichtflächen innerhalb des Bitumenmergel Members und in devonischen Karbonaten des Beckenuntergrundes zu finden. Innerhalb dieser Abfolge werden 8 Faziestypen (FT) beschrieben.

Die feinklastischen Gesteine werden den FT 1 bis 6 zugeordnet (s. Tab. 1). FT 1 ist durch eine regelmäßige Lamination von hellen kalzitischen Lagen (stromatolithische Strukturen oder Mikrobialite sensu TALBOT & ALLEN, 1996) und dunklen Zwischenlagen aus organisch- und tonreichen Substanzen gekennzeichnet (s. Taf. 1, Fig. 2). Vereinzelt sind Trockenrisse zu beobachten. FT 2 zeigt ebenfalls Mikrobialite, jedoch mit einer Dominanz der dunklen Zwischenlagen. In beiden Faziestypen werden zusätzlich helle Kalzitlagen gefunden, die nicht die Merkmale typischer Stromatolithe zeigen (s. Taf. 1, Fig. 3). FT 3 charakterisiert homogene Ton/Siltsteine, in denen migriertes Bitumen und gelegentlich Schalenreste von Gastropoden anzutreffen sind. Im FT 4 ist die Feinlamination durch den Wechsel von hellen quarzreichen Lagen mit Lagen, die mit organischer Substanz und Tonmineralen angereichert sind, gegeben (s. Taf. 1, Fig. 4). Im FT 5 werden die hellen Laminae durch die Konzentration von Calcisphären gebildet (s. Taf. 1, Fig. 5). FT 6 ist ein Kalksiltstein mit Ooiden, Intra- und Extraklasten, Rinden- und Aggregatkörnern (s. Taf. 1, Fig. 6). Die Ooide besitzen Hell/Dunkel-Lagen, wobei die hellen Lagen Radialstrukturen aufweisen können. Die

Lagen sind meist dünner als der Kern. Es handelt sich um unzerbrochene Einzeloide mit einer durchschnittlichen Größe unter 1 mm.

In den Bitumenmergeln sind stellenweise Kalke (v. a. Schillkalke) eingeschaltet. Sie wurden dem Faziestyp 7 und 8 zugeordnet. Der Schillkalk des FT 7 (s. Taf. 1, Fig. 1) ist ein teilweise ausgewaschener Biomikrit, der außer Schalenresten und Gastropoden die Sclerospongie *Didemnoidea moreti* (vgl. BODROGI et al., 1994) führt. FT 8 ist ein Schillkalk mit vorwiegend mikritischer Matrix, der neben Schalenreste und terrigenen Komponenten, Characeen (*Muniera grambasti*; vgl. BODROGI et al., 1994) enthält (s. Taf. 1, Fig. 7). Das Sediment ist dicht gepackt, schlecht sortiert und zeigt einzelne Siltlagen. Daneben findet man Schillkalke gleichen Faziestyps deren Grundmasse kohlig und pyritreich ausgebildet ist (Taf. 1, Fig. 8). Alle Schillkalktypen zeigen einen starken terrigenen Einfluß: Es können bis zu einigen Millimeter große, eckige Extraklasten (v. a. Karbonate und Quarzite) gefunden werden. Die mikrofazielle Untersuchung der Schillkalke ergibt Hinweise sowohl auf einen limnischen (FT 8) als auch auf einen marinen (FT 7) Ablagerungsraum.

5.2 Ablagerungsraum

Die St. Pankrazen Formation am Ostrand der Kainacher Gosau stellt mit ihren basalen Konglomeraten und Kalken räumlich, faziell und zeitlich eine von den roten Basis-konglomeraten im Norden des Beckens getrennte Basisentwicklung der Kainacher Gosau dar. Ihre Überlagerung durch Gesteine der Hauptbecken Formation zeigt eine Nahbeziehung zu den hangenden marinen Anteilen der Hauptbecken Formation (BODROGI et al., 1994).

Die Konglomerate an der Basis sind Aufarbeitungsprodukte des paläozoischen Untergrundes. Sie werden von SOMERS (1992) als Ablagerungen einer Steilküste interpretiert. Die Interpretation eines marinen Ablagerungsmilieus wird durch Funde von Dasycladaceen und Echinodermenresten in den assoziierten Gastropodenkalken unterstützt (SOMERS, 1992; FENNINGER & HUBMANN, 1994). Die Geringmächtigkeit der Konglomerate (1 bis 2 m), die Kornverfeinerung in das Hangende und das stellenweise Verzahnen der Grobklastika mit den darüber folgenden Bitumenmergeln, lassen die Konglomerate jedoch eher als alluviale Bildungen (vgl. DEAN & FOUCH, 1983; FÜCHTBAUER, 1988) erscheinen. Durch den raschen Fazieswechsel zu den marinen Basiskalken ist jedoch ein zeitweiser marine Einfluß nachgewiesen. Nach Ablagerung der klastischen Basisentwicklung kann im entwickelten See durch Steigerung der Bioproduktivität die Karbonatproduktion forciert werden. Die in der Folge abgelagerten Bitumenmergel (Bitumenmergel Member) sind in der Hauptsache bio-induzierte Karbonate und somit typisch für Karbonate in „Mergelseen“ (marl lakes: DEAN, 1981; DEAN & FOUCH, 1983). Die interne Lamination durch unregelmäßige Kalzitlaminae im FT 1, 2 und 5 entsteht durch saisonale Produktivitätsschwankungen und somit unregelmäßige Karbonatfällung („Ausflokungen“) in Verbindung mit photosynthetisierenden Organismen. Als ebenso bio-induzierte Karbonate werden Vergesellschaftungen von mikrophytischen Algen und Cyanobakterien im FT 1 und 2 angesehen. Sie bilden organosedimentäre Körper, sog. Mikrobialite. Karbonat fällt an und innerhalb dieses organischen Gebildes aus und bildet dabei stromatolithische Strukturen (TALBOT & ALLEN, 1996). Trockenrisse belegen eine küstennahe Ablagerung und einen instabilen Wasserspiegel.

Neben den bio-induzierten Karbonatfällungen, die in direkter Korrelation zur Bio-Produktivität stehen (s. unten), findet

Tab. 1
Faziescharakteristika der untersuchten Proben.

FT	LITHOLOGIE	KOMPONENTEN	GEFÜGE	MILIEU
1	Kalksiltstein	Mikrobialite	stromatolithische Lagen, Trockenrisse, Bohrgänge	lichtdurchflutet, zeitweise Auftauchen, niedrig energetisch, eingeschränkte Diversität
2	wie 1	vereinzelt Mikrobialite	stromatolithische Strukturen, Kalzitlagen	wie 1, eingeschränkte Durchlüftung
3	Siltstein	wenige Schalenreste, migriertes Bitumen	homogen	niedrig energetisch
4	wie 3	anorganisch	Lamination, helle L.: quarzreich und gröber; dunkle L.: Ton/OM-reich	unterschiedliches Sedimentangebot und energetische Bedingungen
5	Kalksiltstein	Calcisphären	Lamination durch Calcisphärenlagen, tw. bioturbat	mariner Einfluß?, geringer terrigener Einfluß, gute Durchlüftung, niedrig energetisch
6	wie 5	Ooide, Intraklasten	chaotisch	Flachwasser (max. 10m), zeitweise hoch energetisch
7	Schillkalk	Schalenreste, Sclerospongien, Crustaceen Koprolithen	lagig, sehr schlecht sortiert	marin, gute Durchlüftung
8	Schillkalk, tw. sehr kohlige und pyritreiche Grundmasse	Schalenreste, Characeen, Extraklasten	dicht gepackt, schlecht sortiert, Siltlagen, tw. sind Biogene pyritisiert	Süßwasser, gut durchlüftet bis lokal reduzierende Bedingungen (kohlige Matrix), terrigener Einfluß, starke Wasserbewegung, Hinweis auf Tempestitte.

man im FT 8 auch biogenes Karbonat. Es ist generell eine für Seen charakteristische Artenarmut (EINSELE, 1992) festzustellen. Die Hauptproduzenten sind Gastropoden, Bivalven und Characeen. Letztere treten teilweise gesteinsbildend auf.

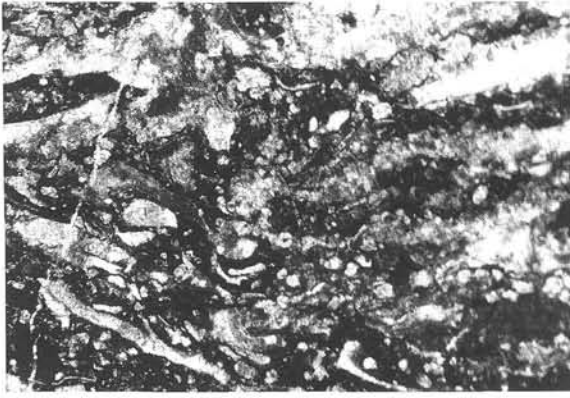
Weiters findet man anorganisch gebildete Karbonate im FT 6. Die in den Kalksiltsteinen auftretenden Ooide charakterisieren normalerweise ruhige, lebensfeindliche (CaCO_3 -Übersättigung, instabile Böden), hypersaline (Radialstrukturen), sehr flache (<10 m Tiefe) marine Ablagerungsräume, die zeitweise hochenergetischen Ereignissen ausgesetzt waren. Ooide wurden jedoch auch aus lakustrinen Ablagerungsräumen beschrieben (z. B. STOFFERS & SINGER, 1979; MURPHY & WILKINSON, 1980).

Die Karbonatproduktion beschränkt sich vor allem auf die littoralen Seebereiche. Diese sind gut durchlichtete Bereiche, die durch eine physikalische Instabilität, episodisch hochenergetische Phasen, starke Temperatur- und Wasserspiegelschwankungen, zeitweise marine Bedingungen und terrigenen Eintrag gekennzeichnet sind. Die klastisch dominierten laminierten Siltsteine im FT 4 spiegeln saisonal abhängige Sedimentationsprozesse wider. Eine Rolle spielt hierbei nicht nur ein jahreszeitlich bedingtes unterschiedliches Sedimentangebot, sondern im besonderen die temperaturabhängige Dichteschichtung der Wassersäule, welche im stabilen Zustand feines Material in Suspension hält (TALBOT & ALLEN, 1996).

FLÜGEL (1961) erkannte bereits, daß es sich bei den Bitumenmergeln im Raum St. Pankrazen um Ablagerungen eines abgeschürnten Süßwasserbeckens handelt. Paläontologische (SOMERS, 1992; FENNINGER & HUBMANN, 1994; SIEGL-FARKAS et al., 1994; BODROGI et al., 1994; sowie eigene Daten) und auch organisch-geochemische Untersuchungen (SACHSENHOFER et al., 1995) ergeben zahlreiche Hinweise, daß es sich hier um einen lakustrinen Ablagerungsraum handelt, der periodisch oder episodisch marinen Einflüssen ausgesetzt war.

Daraus ergibt sich das Modell eines Sees, der sich im Nahbereich eines marinen „Hauptbeckens“ (Hauptbecken Formation) gebildet hat und von diesem durch eine Barriere getrennt war. Meeresspiegelschwankungen verursachen zeitweise marine Ablagerungsbedingungen, die in küstennahen Seen oft zu beobachten sind. Daß sich das hydrologische System eines Sees innerhalb von wenigen 10er bis 100er Jahren von süß auf brackisch oder marin ändern kann, wurde an rezenten Seen festgestellt (KELTS & TALBOT, 1990). Die Abbildung 5 zeigt schematisch die Faziesanordnung im Bitumenmergel-See.

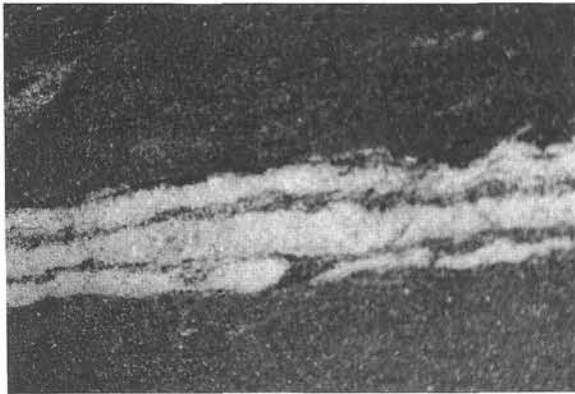
Küstennahe Seen sind weiters durch eine Kurzlebigkeit und meist Geringmächtigkeit der Sedimente charakterisiert (TALBOT & ALLEN, 1996). Die lakustrinen Ablagerungen der Bitumenmergel bilden eine maximale Sedimentmächtigkeit von 50 Meter (BODROGI et al., 1994;



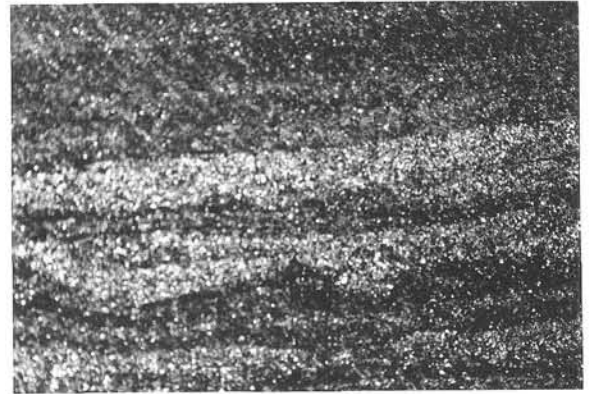
1



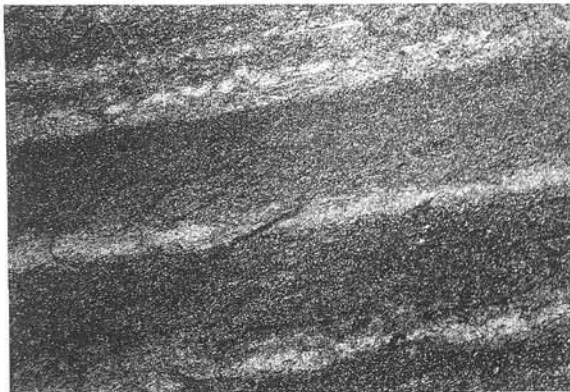
2



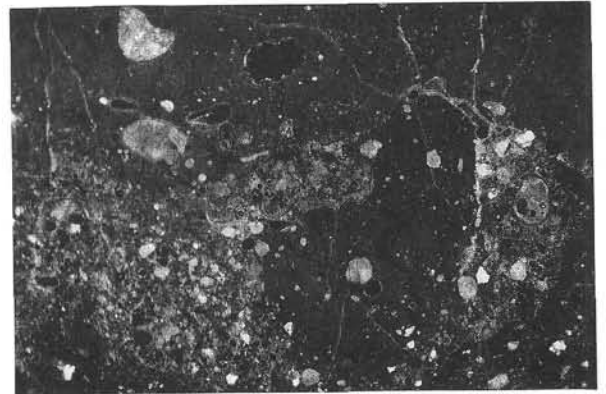
3



4



5



6



7



8

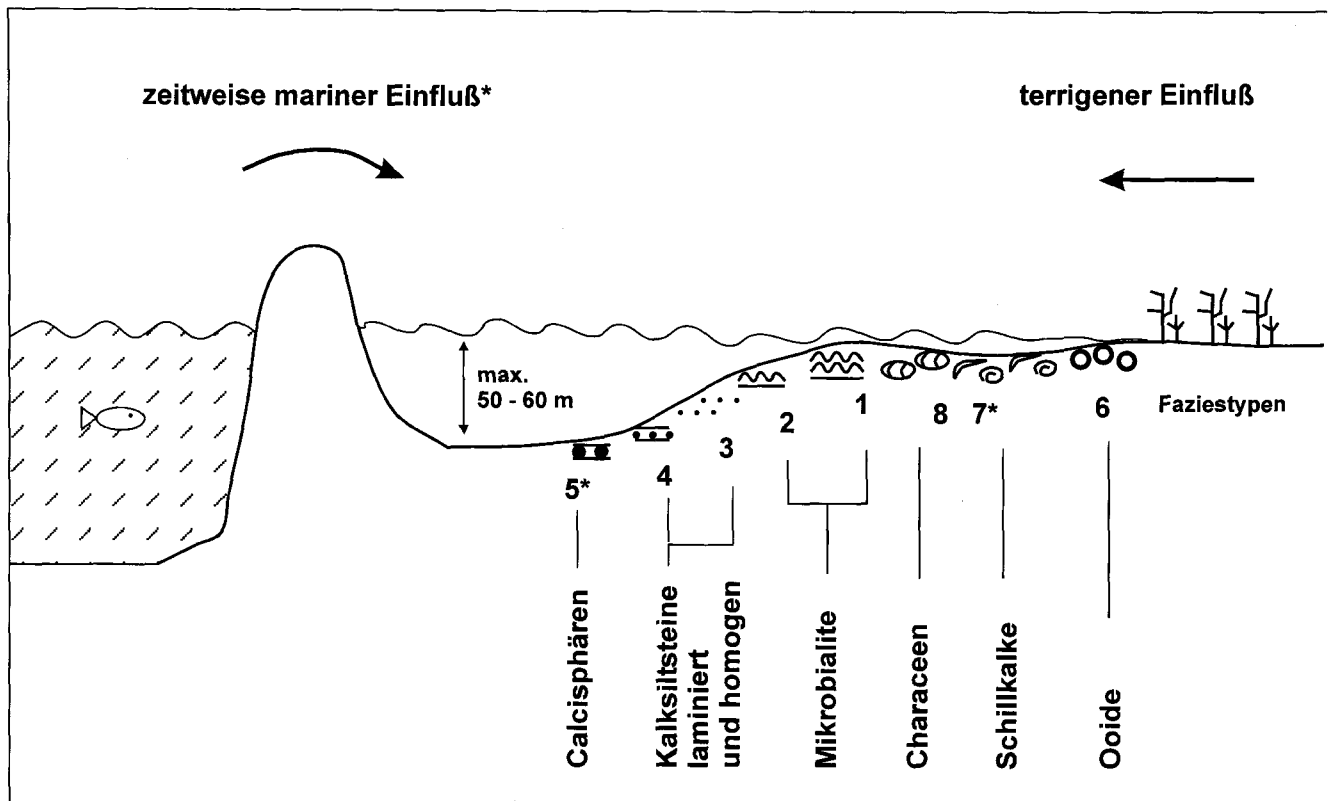


Abb. 5
Schematische Darstellung der Faziesanordnung im Bitumenmergel-See. Die Angabe der maximalen Wassertiefe folgt SCHIRNIK (1994), Ziffern bezeichnen die Faziestypen.

SCHIRNIK, 1994). Bei einer angenommenen durchschnittlichen Sedimentationsrate von 20-40 cm pro 1000 Jahre (SCHIRNIK, 1994) errechnet sich eine Lebensdauer von 125 ka bis maximal 250 ka. Der See wird in weiterer Folge durch Deltaschüttungen aufgefüllt (Deltafazies), während sich gleichzeitig die marine Hauptbecken Formation ablagert.

6. Organische Bestandteile

6.1 Klassifikation der organischen Substanz

Die organische Substanz (OM = Organic matter) in Seen setzt sich vorwiegend aus zwei Komponenten zusammen:

- Allochthoner Anteil, der detritär in den See transportiert wurde und vor allem aus Organoklasten höher entwickelter Pflanzen besteht;
- Autochthoner Anteil, welcher in situ produziert wird und bevorzugt aus Algen und Bakterien aufgebaut wird.

Der Anteil der organischen Fraktion im Sediment wird durch die Bioproduktivität, die Erhaltungsbedingungen und durch

klastische Verdünnungsprozesse gesteuert. Da Seen normalerweise seichter als Meere sind, erreicht die organische Substanz schneller den Boden. Nach KELTS (1988) erreicht in kleinen Mergelseen bis zu 25% des primär produzierten organischen Anteils die Sediment/Wasser-Grenzfläche. Dadurch ist das Erhaltungspotential für die organische Substanz in Seen generell größer als in marinen Ablagerungsräumen. Organisch-reiche Seesedimente können gute KW-Muttergesteine sein (TALBOT & ALLEN, 1996). Nach ESPITALIÉ et al. (1977) tritt in lakustrinen Sedimenten bevorzugt wasserstoffreiche organische Substanz des Kerogentyps I auf, welches das höchste KW-Potential besitzt. Da Seen jedoch ausgesprochen dynamische Systeme sind, die schwankenden physikalischen und chemischen Bedingungen ausgesetzt sind und sehr stark vom Environment des Hinterlandes beeinflusst werden, ist die Quantität und Qualität der Organoklasten in Seen sehr variabel.

Beobachtete Wasserstoffindizes (HI) zeigen meist einen Kerogentyp II an, der als ein Mischtyp zwischen Kerogen I (autochthon) und III (allochthon) interpretiert wird (LITTKÉ, 1993).

- ← Taf. 1, Fig. 1.: Schillkalk mit *Didernnoides moreti* (vgl. BODROGI et al., 1994). Faziestyp 7. Bildlänge: 3 mm.
 Taf. 1, Fig. 2.: Laminiertes Kalksiltstein mit hellen kalzitischen Lagen (Mikrobalite) und dunklen organisch – und tonreichen Zwischenlagen. Faziestyp 1. Bildlänge: 11 mm.
 Taf. 1, Fig. 3.: Kalksiltstein mit hellen Kalzitlagen aus bioinduzierter Karbonatfällung in einer vorwiegend organisch – und tonreichen Grundmasse. Faziestyp 2. Bildlänge: 9 mm.
 Taf. 1, Fig. 4.: Laminiertes Siltstein mit hellen quarzreichen Lagen und dunklen organisch – und tonreichen Zwischenlagen. Faziestyp 4. Bildlänge: 14 mm.
 Taf. 1, Fig. 5.: Bioturbater, laminiertes Kalksiltstein mit hellen kalzitischen Lagen, die aus Calcisphären aufgebaut sind. Faziestyp 5. Bildlänge: 11 mm.
 Taf. 1, Fig. 6.: Kalksiltstein mit Ooiden, Aggregatkörner und Lithoklasten. Faziestyp 6. Bildlänge: 10 mm.
 Taf. 1, Fig. 7.: Schillkalk mit *Muniera grabastii* (vgl. BODROGI et al., 1994). Die Matrix ist mikritisch. Faziestyp 8. Bildlänge: 6 mm.
 Taf. 1, Fig. 8.: Schillkalk mit *Muniera grabastii* (vgl. BODROGI et al., 1994). Die Matrix ist kohlig und pyritreich. Faziestyp 8. Bildlänge 10 mm.

Tab. 2

Analysenergebnisse innerhalb der Fazieszonen: N= Probenanzahl; S= Schwefel; TOC= organisch gebundener Kohlenstoff; K= CaCO₃; HI= Wasserstoff-Index; OI= Sauerstoff-Index; C/S= Verhältnis zwischen TOC und S.

	N	S [%]			TOC [%]			K [%]			HI	OI	C/S	
		mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max				
Hauptbecken Fm	26	0,29	0,03	1,73	0,59	0,28	1,49	12,9	2,9	44,8	17	44	5,2	
Delta Fazies	22	0,29	0,01	1,29	0,72	0,16	1,91	15,0	0,2	56,0	66	49	13,9	
Bitumenmergel Mb	intern	61	0,10	0,02	1,03	1,05	0,75	2,09	46,3	14,5	86,0	83	80	37,7
	Basis	13	0,11	0,02	0,77	1,08	0,23	2,69	68,8	38,4	93,0	162	77	25,2

Tab. 3

Analysenergebnisse für die Profile 1-6 (HI* = für den Mineralmatrixeffekt korrigierter HI-Index in mg KW/g Gestein [1mg KW/g Gestein entspricht 1/10% an während der Pyrolyse freigesetzten Kohlenwasserstoffen]; sonstige Abkürzungen aus Tab. 2).

	Profil	N	TOC [%]			S [%]			K [%]			HI	OI	C/S	Kerogen typ	HI*
			mean	min	max	mean	min	max	mean	min	max					
Hauptbecken Fm	6	17	0,43	0,28	0,73	0,15	0,05	0,50	9,1	2,9	29,0	20	39	3,7	III	40
Deltafazies	5	11	0,39	0,16	0,72	0,23	0,02	0,73	6,6	2,5	10,5	16	50	5,5	III	62
Bitumenmergel Mb	intern	4	0,91	0,75	1,11	0,02	0,02	0,04	55,1	45,2	62,0	42	82	40,6	II	179
	intern	3	1,24	0,84	1,69	0,02	0,02	0,03	29,5	19,1	42,7	103	60	62,8	II	222
	Basis	2	0,99	0,77	1,17	0,11	0,02	0,39	49,1	35,7	62,7	92	99	22,2	II	170
Mb	Basis	1	0,85	0,23	1,47	0,16	0,02	0,77	72,9	62,5	93,0	205	84	21,4	II	390

Untersuchungen innerhalb der Bitumenmergel von SACHSENHOFER et al. (1995) ergaben einen konstanten Gehalt an Vitriniten und Inertiniten (allochthoner Anteil) von 0,20 – 0,56 Vol%. Höhere TOC-Gehalte sind mit höheren Liptinitgehalten (autochthoner Anteil) verbunden und werden von SACHSENHOFER et al. (1995) durch unterschiedliche O₂-Konzentrationen im Bodenwasser erklärt. Inertinite sind eher untergeordnet zu finden, was mit dem kurzen Transport in Seen im Zusammenhang steht (generell steigt mit zunehmender Transportlänge das Inertinit/Vitrinit-Verhältnis; LITKE, 1993).

Mit Hilfe von Pyrolysemethoden (Rock-Eval) ist es möglich, das KW-Potential und den Kerogentyp aus den gemessenen HI-Werten zu bestimmen (ESPITALIÉ et al. 1977). Die gemessenen HI-Werte sind in Tab. 2 und 3 zu finden. Es zeigt sich für die untersuchten Ablagerungsräume (Tab. 2) ein Trend der Abnahme des KW-Potential der Sedimente vom Liegenden ins Hangende. Dieser Trend wird auch durch die Detailprofile bestätigt (Tab. 3). Die strenge Faziesabhängigkeit dieses Parameters zeigt sich auch bei Betrachtung der einzelnen Faziestypen (Tab. 4). Die höchsten HI-Werte (>300 im Gesamtgestein) findet man demnach im FT 1, d. h. in stromatolithischen Lagen küstennaher Faziesbereiche.

In Ganzgesteinsproben wird der gemessene HI auf Grund des Mineralmatrixeffektes erniedrigt. Da in diesen Fällen der gemessene HI nicht mehr das KW-Potential der Probe repräsentiert, wurden von LANGFORD & BLANC-VALLON (1990) TOC/S₂-Diagramme als besondere Darstellungsform für die Pyrolyseergebnisse eingeführt (Abb. 6). Der „wirkliche“ durchschnittliche prozentuelle Anteil an während der Pyrolyse freigesetzten KW einer Population wird durch die Regressionsgleichung im TOC/S₂ Plot angezeigt und entspricht der zehnfachen Steigung der Regressionsgeraden (vgl. Tab. 3). Die Unterscheidung der Kerogentypen in Abb. 6 erfolgte unter Berücksichtigung der Vitrinitreflexion (Ro) und des durchschnittlichen Tmax der untersuchten Proben: Die Grenze Kerogentyp I zu II liegt bei HI=500 (0,5-0,6% Ro, 430-435° Tmax, nach TISSOT & WELTE, 1984) und II zu III bei HI=200 (0,5-1% Ro; 430-450° Tmax; nach ESPITALIÉ et al., 1985).

Tab. 4

Analysenergebnisse innerhalb der Faziestypen (FT) des Bitumenmergel Member: Abkürzungen s. Tab. 2.

FT	N	S [%]	TOC [%]	K [%]	HI	OI
1	2	0,65	1,69	60,2	311	33
2	6	0,08	1,12	49,2	116	63
3	11	0,06	1,02	39,1	73	88
4	4	0,02	0,57	19,1	60	45
5	4	0,57	1,35	63,3	194	43

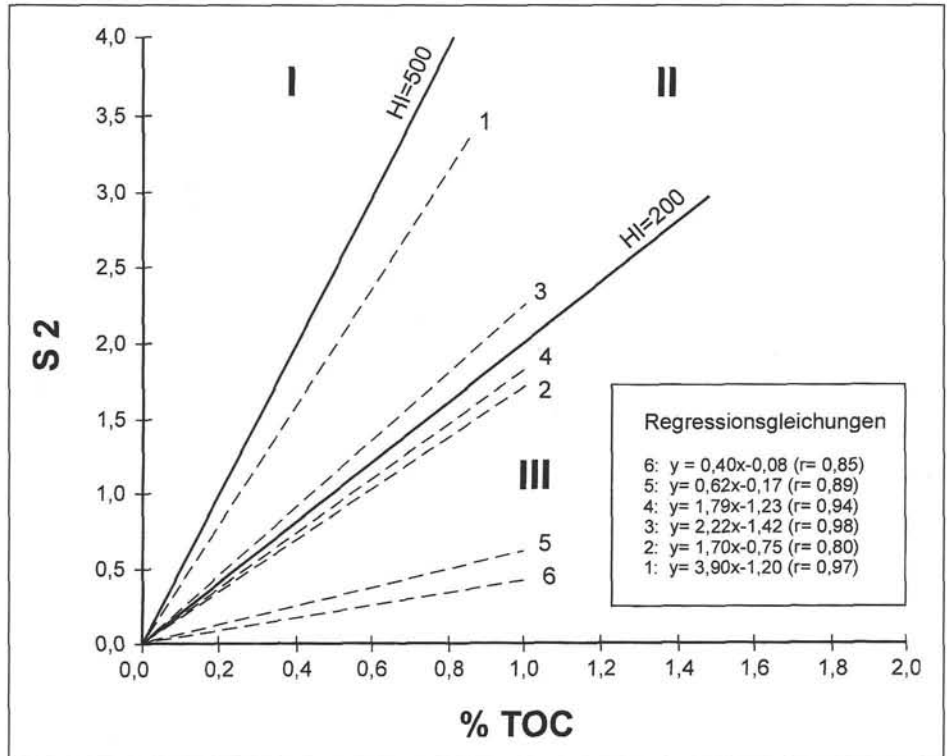
Die Regressionsgeraden der Profile 1 bis 6 wurden gemäß der angegebenen Regressionsgleichungen in den Ursprung verlagert.

Der (ursprünglich) positive Abschnitt auf der X-Achse zeigt den Anteil an OM aus dem keine KW generierbar waren. Er ist einerseits von der Sensibilität der Pyrolysetechnik, andererseits von der Qualität des OM abhängig. Der (ursprünglich) negative Abschnitt auf der Y-Achse zeigt in direkter Weise den Effekt der KW-Absorption durch die Mineralmatrix an und kann daher für die Quantifizierung des Mineralmatrixeffektes herangezogen werden (LANGFORD & BLANC-VALLON, 1990).

Durch den TOC/S₂-Plot (Abb. 6) zeigt sich eine signifikante Erhöhung des HI-Wertes aller untersuchten Profile. Der generelle Trend einer HI-Abnahme vom Basisprofil (1) über die Profile innerhalb des Bitumenmergel Member (2, 3, 4) und des Profiles aus der Deltafazies (5) bis zum Profil aus der Hauptbecken Formation (6) bleibt erhalten (s. auch Tab. 3).

Die organische Substanz aus den Proben von Profil 1 bis 4 (Abb. 8) zeigen deutlich höhere Wasserstoffindizes (HI) als die Sedimente aus Profil 5 und 6, welche vom Kerogentyp III dominiert werden. Die abgeleiteten Kerogentypen sind mit den aus Kerogenkonzentrationen bestimmten Typen (SACHSENHOFER et al., 1995) ident.

Abb. 6
TOC/S2-Diagramm nach LANGFORD & BLANC-VALLON (1990) zur Darstellung des „wirklichen“ HI-Index. Bei HI=200 bzw. HI=500 erfolgte die Abtrennung der Kerogentypen I, II und III. Die Regressionsgleichungen entsprechen den Geradengleichungen vor der Korrektur des Mineralmatrixeffektes (nähere Erläuterungen s. Text).



6.2 Kohlenstoff/Schwefel-Beziehungen

Das Verhältnis von organisch gebundenem Kohlenstoff (TOC) zu pyritisch gebundenem Schwefel (S) eines Sedimentes gibt Hinweise zu den primären Ablagerungsbedingungen. Nach BERNER & RAISWELL (1984) und LEVENTHAL (1983) ist es möglich mit Hilfe von sog. C/S-Plots normal-marine, euxinische und nicht-marine Sedimente voneinander zu unterscheiden (Abb. 7).

Erklären läßt sich dies durch die Entstehungsbedingungen von sedimentärem Pyrit, für die im wesentlichen drei Faktoren maßgeblich sind (BERNER, 1984):

- der Anteil an reaktivem organischen Material,
- der Sulfatgehalt im Wasser und
- das Angebot an reaktivem Eisen.

In Abhängigkeit vom jeweiligen Environment wirken einer oder mehrere dieser Faktoren limitierend auf die Pyritbildung, was sich im heutigen C/S-Verhältnis widerspiegelt. In Abb. 7 ist ein C/S-Plot mit den Proben aus den sechs Detailprofilen dargestellt. Die Sedimente besitzen einen TOC-Gehalt unter

2% und einen Schwefelgehalt unter 1%. Unter Annahme eines unbedeutenden Kohlenstoffverlustes während der Versenkung (was der geringe Inkohlungsgrad der Proben erlaubt) und eines von der Verwitterung unbeeinflussten C/S-Verhältnisses plottet der Großteil der Proben im Süßwasserbereich, der Rest zeigt normal marine Ablagerungsbedingungen.

Profil 1 an der Basis der Bitumenmergel weist im C/S-Plot auf Süßwasser- und auf normal-marine Verhältnisse hin. Hier beeinflusst die marine Entwicklung (Karbonat Member) die primäre Süßwasserdeposition. Die C/S-Durchschnittswerte der internen Bereiche des Bitumenmergel Member (Profile 2, 3 und 4) sind für eine Süßwasserdeposition typisch. Profil 2 zeigt neben einem Süßwasserbereich (im Profilhangenden) auch einen normal-marinen Bereich an (im Liegenden des Profiles). Profil 3, das eindeutig ein Süßwassermilieu erkennen läßt, liegt direkt über dem Profil 2 (Abb. 3) und paßt dadurch in diesen Evolutiionstrend. Die Daten im Profil 5 aus der Deltafazies

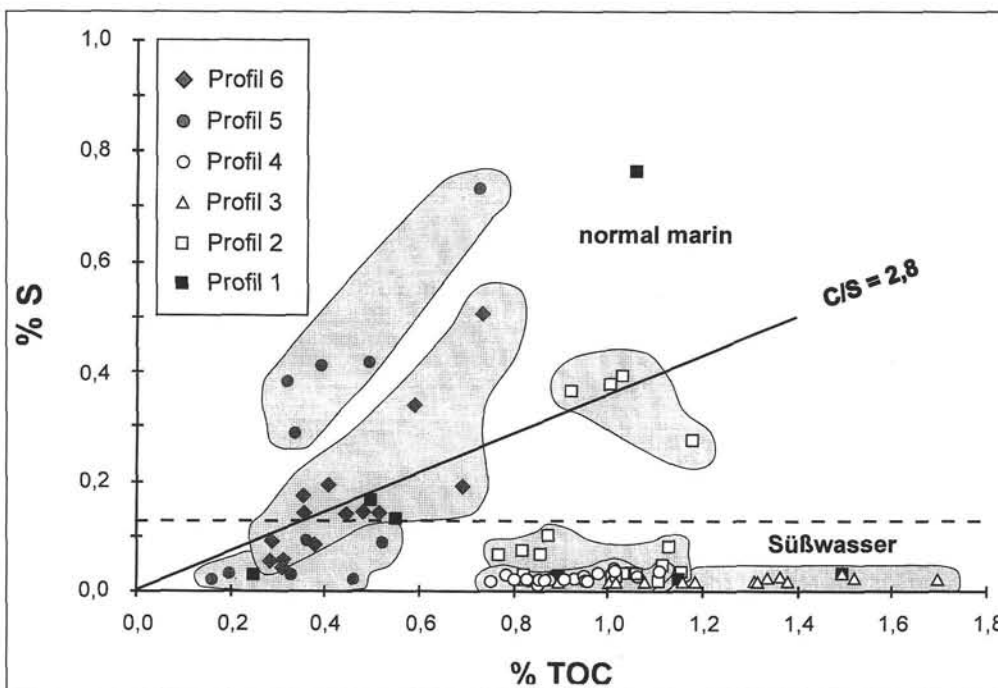


Abb. 7
TOC/S-Diagramm Proben aus den Profilen 1-6. Im Diagramm sind die Bereich für normal-marine Sedimente (C/S=2,8), Süßwassersedimente und euxinische Sedimente nach BERNER & RAISWELL (1984) und LEVENTHAL (1983) dargestellt.

könnten sowohl Süßwasser- als auch eine normal-marine Deposition anzeigen. Die C/S-Durchschnittswerte des Profil 6 (Hauptbecken Formation) sind in Übereinstimmung mit ihrem normal-marinen Sedimentationsraum zu interpretieren.

6.3 Depositionstyp und relative Sedimentationsraten

In den Detailprofilen (Profile 1-6) zeigen die Sedimente oszillierende Karbonat- und TOC-Gehalte. Nach RICKEN (1993) ist es möglich aufgrund dieser Beziehungen auf die Ablagerungsprozesse zu schließen (Abb. 8, Tab. 5). Vereinfacht betrachtet können Sedimente in drei Hauptfraktionen aufgeteilt werden (RICKEN, 1993):

1. Die karbonatische Fraktion, die sich vor allem in situ bildet und selten von außen eingetragen wird. Variationen derselben weisen meist auf Änderungen in der primären Produktivität hin.
2. Die siliziklastische Fraktion, welche sich in der Hauptsache aus Tonmineralen und Quarz zusammensetzt und meist fluviatil eingetragen wird. Variationen im klastischen Input widerspiegeln Klimaänderungen, Meeresspiegelschwankungen und tektonische Prozesse.
3. Die organische Fraktion. Variationen dieser Fraktion lassen auf Änderungen in der primären Produktivität des Oberflächenwassers, deren Erhaltungsbedingungen (welche vom Sauerstoffangebot, von der Wassertiefe und Sedimentationsrate abhängen) und dem terrestrischen Eintrag schließen.

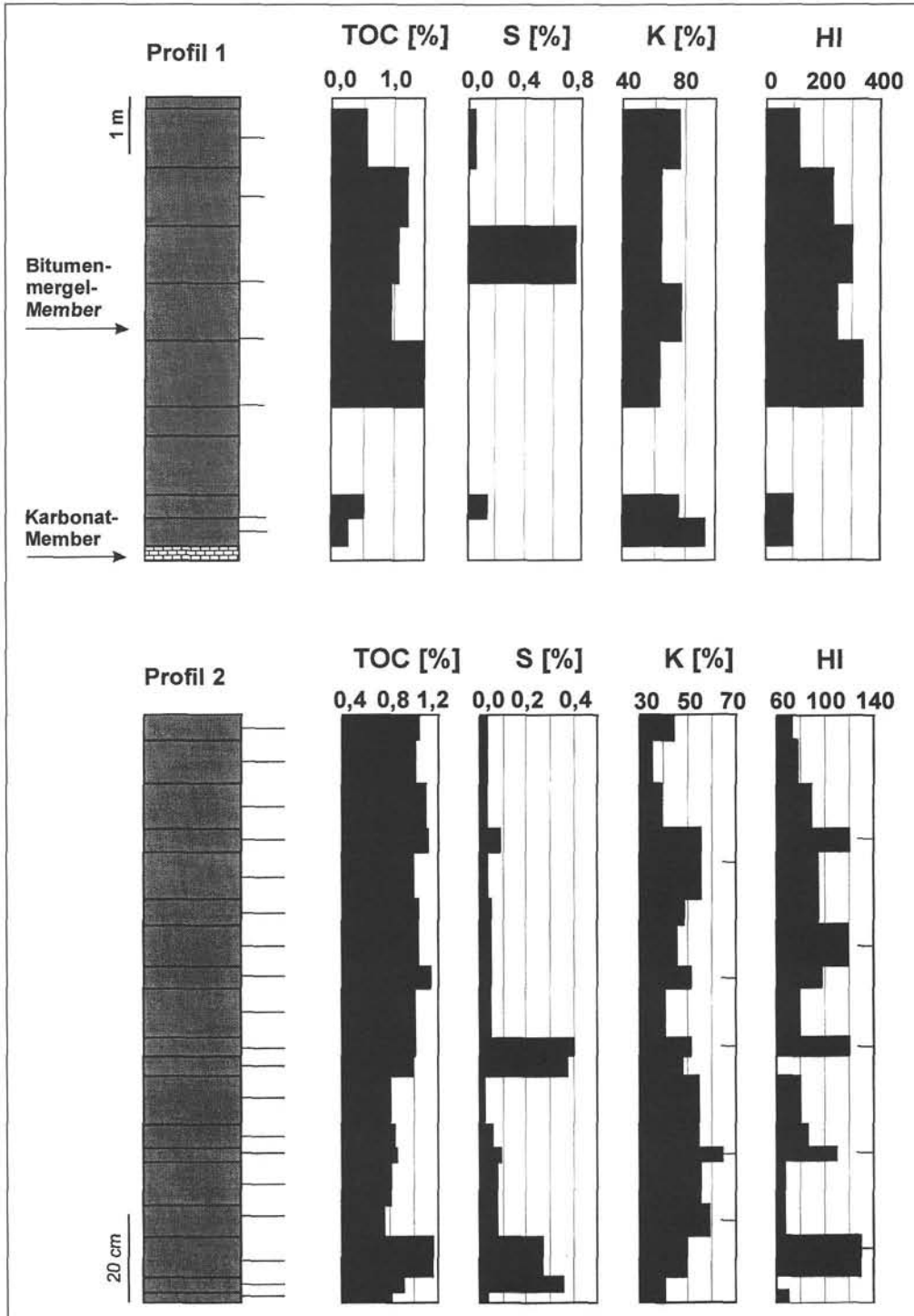
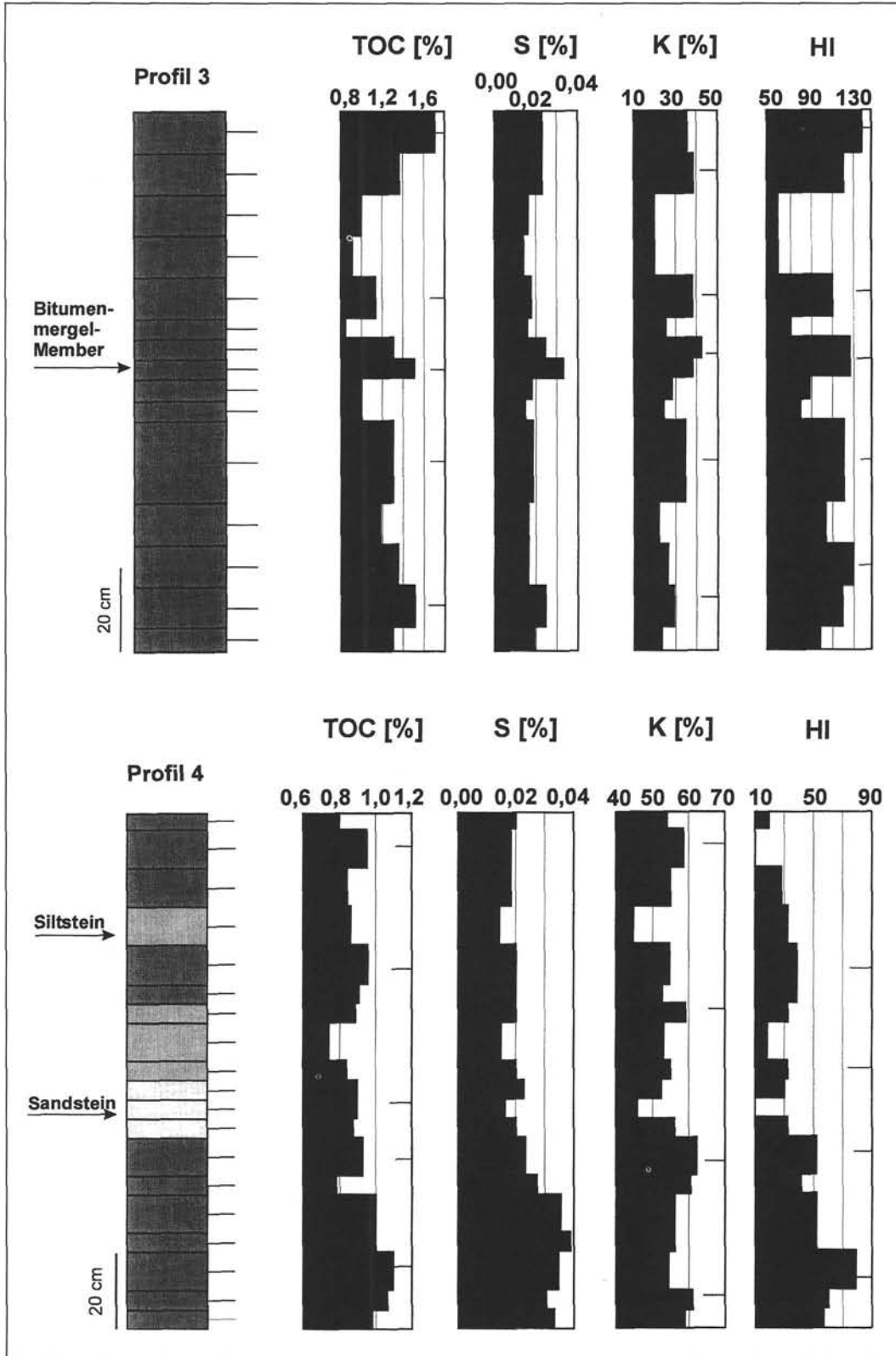


Abb. 8 Darstellung der Profile 1-6 mit den untersuchten Proben und deren Analyseergebnisse: TOC= organisch gebundener Kohlenstoff; S= Schwefel; K= CaCO₃; HI= Wasserstoff-Index. Zusätzlich sind einzelne deutliche Maxima eines (ca. 20-40 cm mächtigen) Geochemie-Zyklus markiert.

Mit Hilfe dieser drei Fraktionen läßt sich der Depositionstyp (karbonatisch, siliziklastisch oder organisch kontrolliert) und in weiterer Folge die relative Sedimentationsrate im Profil ableiten. Eine Änderung der Deposition einer Fraktion (variable Fraktion) verdünnt oder konzentriert den Gewichtsprozentanteil der beiden anderen Fraktionen (stabile Fraktionen). Änderungen in der Karbonatsedimentation bedingen eine negative Korrelation des Karbonatgehaltes mit dem TOC (wobei die Korrelationsgerade die Karbonatachse bei 100% schneidet).

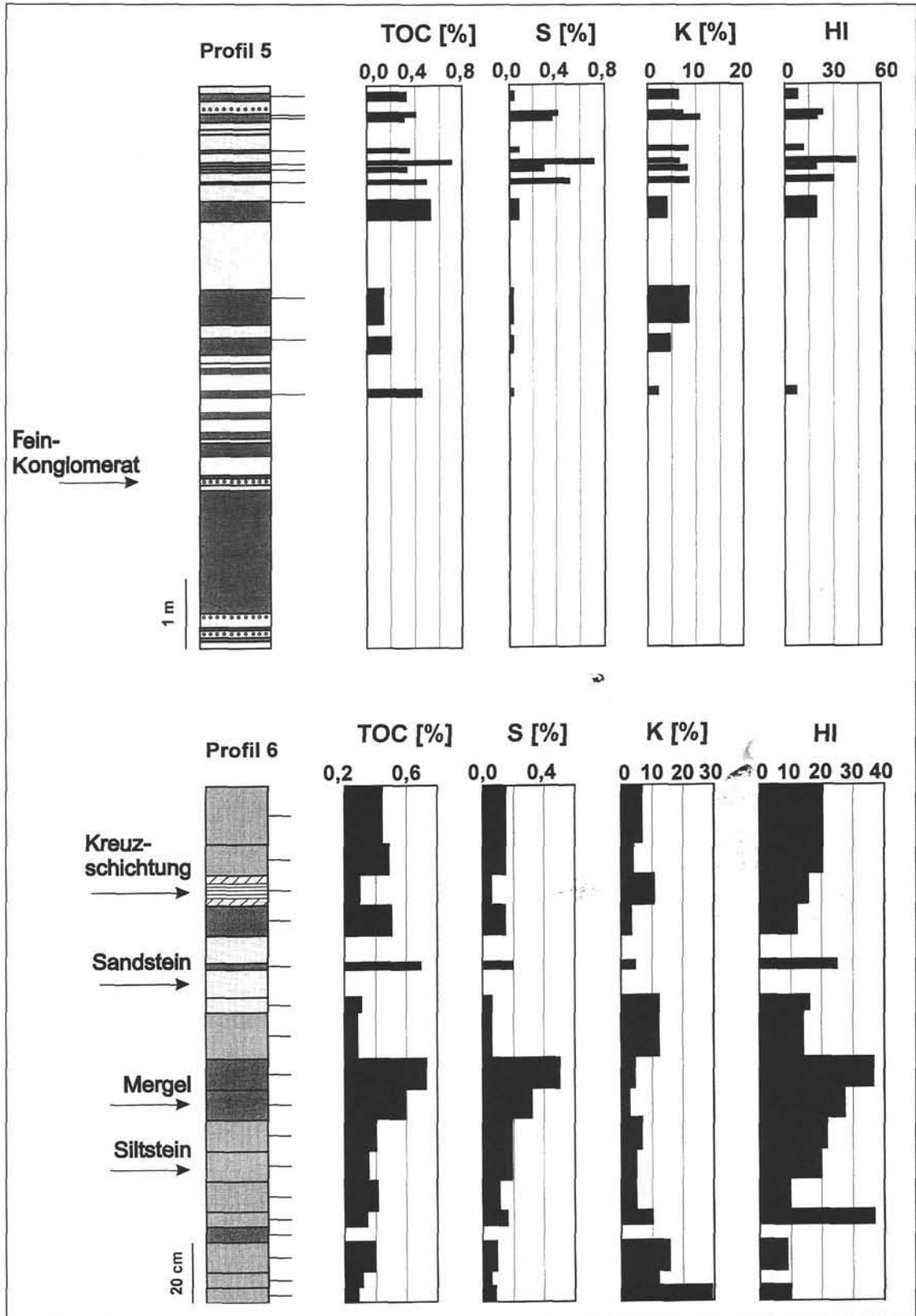
Ist der klastische Anteil die variable Fraktion, so zeigt der CaCO_3/TOC -Plot eine positive Korrelation der beiden (die Korrelationsgerade schneidet die Karbonatachse bei 0%). Da die organische Substanz im Sediment eher untergeordnet zu finden ist, werden Karbonatgehalt und Sedimentationsrate bei Änderungen im Eintrag nur wenig beeinflusst. Die Korrelationsgerade liegt beinahe parallel der TOC-Achse und zeigt eine geringe Zunahme des Karbonatgehaltes mit Abnahme des TOC.



Die Steigung der Geraden im CaCO_3/TOC -Plot ist von der theoretisch maximalen Menge an TOC, die karbonatisch oder silikatisch verdünnt wird, abhängig. Das bedeutet, je geringer die Geradensteigung, umso höher ist der theoretische unverdünnte OM-Anteil. Diese Quantifizierung der Verdünnung läßt sich aus dem CaCO_3/TOC -Diagramm ableiten, indem man die Gerade entweder bis 0% CaCO_3 (gilt für karbonatische Deposition) oder 100% CaCO_3 (gilt für siliziklastische Deposi-

tion) extrapoliert und den TOC-Wert auf der X-Achse abliest (TOC-Werte sind in Tab. 5 beim entsprechenden Depositionstyp zu finden).

Änderungen im Sedimenteintrag einer der drei Fraktionen äußern sich auch in unterschiedlichen relativen Sedimentationsraten (RICKEN, 1993). Zu ihrer Quantifizierung wird die Sedimentationsrate einer Einheit (z. B. karbonatreiche Bank eines Profiles) gleich $S_r=1$ gesetzt und die Änderung der



Tab. 5

Ablagerungsmilieu (nach C/S-Methode) und Depositionstyp (nach TOC/CaCO₃-Korrelation) für die untersuchten Profile. Für die Profile 2 und 6 wurde das Profil in einen liegenden und in einen hangenden Abschnitt untergliedert: TOC= organisch gebundener Kohlenstoff; OM= organische Substanz, M= Profilmächtigkeit).

	Profil	M cm	Ablagerungsmilieu		Depositionstyp	
			Liegende	Hangende	Liegende	Hangende
Hauptbecken Formation	6	170	normal-marin		karbonatisch (Verdünnung v. 0,5% TOC)	OM
Delta Fazies	5	814	normal-marin, z.T. Süßwasser		OM	
Bitumenmergel Mb intern	4	135	Süßwasser		OM	
	3	130	Süßwasser		siliziklastisch (Verdünnung v. 3,8% TOC)	
	2	130	normal - marin	Süßwasser	karbonatisch (Verdünnung v. 1,9% TOC)	
Bitumenmergel Mb Basis	1	800	Süßwasser, z.T. normal-marin		karbonatisch (Verdünnung v. 3,2% TOC)	

Sedimentationsrate einer anderen Einheit (z. B. karbonatarmer Bank) relativ zur ersten Einheit berechnet. Für diese Berechnungen werden die sog. TOC-Verdünnungsgleichungen von RICKEN (1993) verwendet (K1, K2 entspricht dem Karbonatgehalt der 1. resp. 2. Probe, Φ ist die Porosität):

Die relativen Sedimentationsraten (Sr) für karbonatische Deposition:

$$Sr = (TOC1/TOC2) \times (1 + 0,0218 \times TOC2) / (1 + 0,0218 \times TOC1) \times [(100 - \Phi_1) / (100 - \Phi_2)]$$

Die relativen Sedimentationsraten für silikatische und OM-dominierte Deposition:

$$Sr = (K1/K2) \times (1 + 0,0218 \times TOC2) / (1 + 0,0218 \times TOC1) \times [(100 - \Phi_1) / (100 - \Phi_2)]$$

Da in den untersuchten Profilen Gesteine ohne signifikante Porositätsunterschiede betrachtet werden, ist der entsprechende Term am Gleichungsende, der die Porosität der Sedimente berücksichtigt, vernachlässigbar (vgl. RICKEN, 1993). In dieser Arbeit werden die relativen Sedimentationsraten immer zwischen den karbonatreichsten (Sr=1) und karbonatärmsten Bänken im Profil berechnet (Abb. 9). Profil 1 und Profil 2 zeichnen sich durch einen karbonatischen Depositionstyp aus, wobei in Profil 1 eine Verdünnung von theoretisch maximalen 3,2% TOC und in Profil 2 eine Verdünnung von 1,9% TOC stattfand (Tab. 5). Zusätzlich zeigt Profil 1 viermal so hohe Sedimentationsratenänderungen (Sr=0,16) wie Profil 2 (Sr=0,68; Abb. 9).

In Profil 3 wird ein mit Profil 1 vergleichbar hoher TOC-Gehalt (3,8%) verdünnt. Hier erfolgt eine siliziklastisch dominierte Deposition, was bedeutet, daß der Sedimentationsprozeß vor allem von außen gesteuert wird. Das abgelagerte organische Material ist in der Hauptsache bereits voroxidiert oder ursprünglich H-ärmer im Vergleich zu Profil 1. Zusätzlich fördert der langsame Sedimentationsratenwechsel (Sr=1,8) eine Degradierung der organischen Substanz.

Die Sedimentabfolgen an der Basis (Profil 1) weisen im Vergleich zu den Profilen aus den internen Bereichen des Bitumenmergel Member (Profil 2, 3, 4) trotz eines geringeren durchschnittlichen TOC-Gehaltes einen höheren HI (Tab. 3) auf. Durch die Berechnung der relativen Sedimentationsraten zeigt es sich, daß an der Bitumenmergelbasis eine im Vergleich zu den höheren Bereichen doppelte Menge an TOC rascher sedimentiert wird. Dadurch verbessern sich die Erhaltungsbedingungen für die organische Substanz wesentlich.

Bei organisch dominierter Deposition ändert sich die relative Sedimentationsrate nur geringfügig. Dies ist im Profil 4 zu beobachten. Hier zeigt sich ein organisch dominierter Depositionstyp, bei dem in den feinklastischen Profilanteilen die Sedimentationsrate konstant bleibt (Sr=1,04; Abb. 9). Ebenfalls gleichbleibende Sedimentationsraten zeigt das Profil aus der Hauptbecken Formation (Profil 6; Sr=1,036; Abb. 9). Im Profil läßt sich ein zusammengesetzter Depositionstyp erkennen: Eine im Liegenden des Profiles karbonatisch kontrollierte Verdünnung geht im Hangenden in eine organisch dominierte Deposition über.

Generell sind die Änderungen der relativen Sedimentationsraten in den Profilen gering. Die Ausnahme mit durchwegs sehr hohen Karbonatgehalten stellt das Profil 1 dar. Hier können nur extrem hohe Sedimentationsratenänderungen die beobachteten Karbonatdifferenzen zwischen den Bänken erzeugen (s. RICKEN, 1993).

7. Anorganische Geochemie

Die chemische Zusammensetzung der Bitumenmergel entspricht, mit Ausnahme des Elementes Ca (7,7 bis 13,8%), der mittleren Zusammensetzung eines Tonsteines nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961; s. Abb. 10). Die erniedrigten S-Gehalte lassen sich durch den lakustrinen Ablagerungsraum erklären. Die für Schwarzschiefer oft typischen Metallanreicherungen sind daher im Bitumenmergel Member nicht nachzuweisen. Aus der Elementkorrelation ist eine ausgeprägte Karbonatverdünnung der terrigenen Elemente Al, Si, Ti, Sc, V, Cu, Zn, Ga, Rb, Cs, SEE, Th und U ersichtlich (Korrelationskoeffizient von <-0,90). Elemente in organischer Bindung lassen sich aus der vorliegenden Datenbasis nicht extrahieren.

Biologische Aktivität kann sich im Ba- und P-Gehalt eines Sedimentes zeigen (vgl. ARTHUR & DEAN, 1991). Aus den Analysendaten kann eine positive Korrelation zwischen dem P-Gehalt und dem HI, TOC- und Karbonatgehalt erkannt werden, Ba zeigt keine signifikanten Abhängigkeiten. Erhöhte P-Gehalte können durch eine verstärkte biologische Produkti-

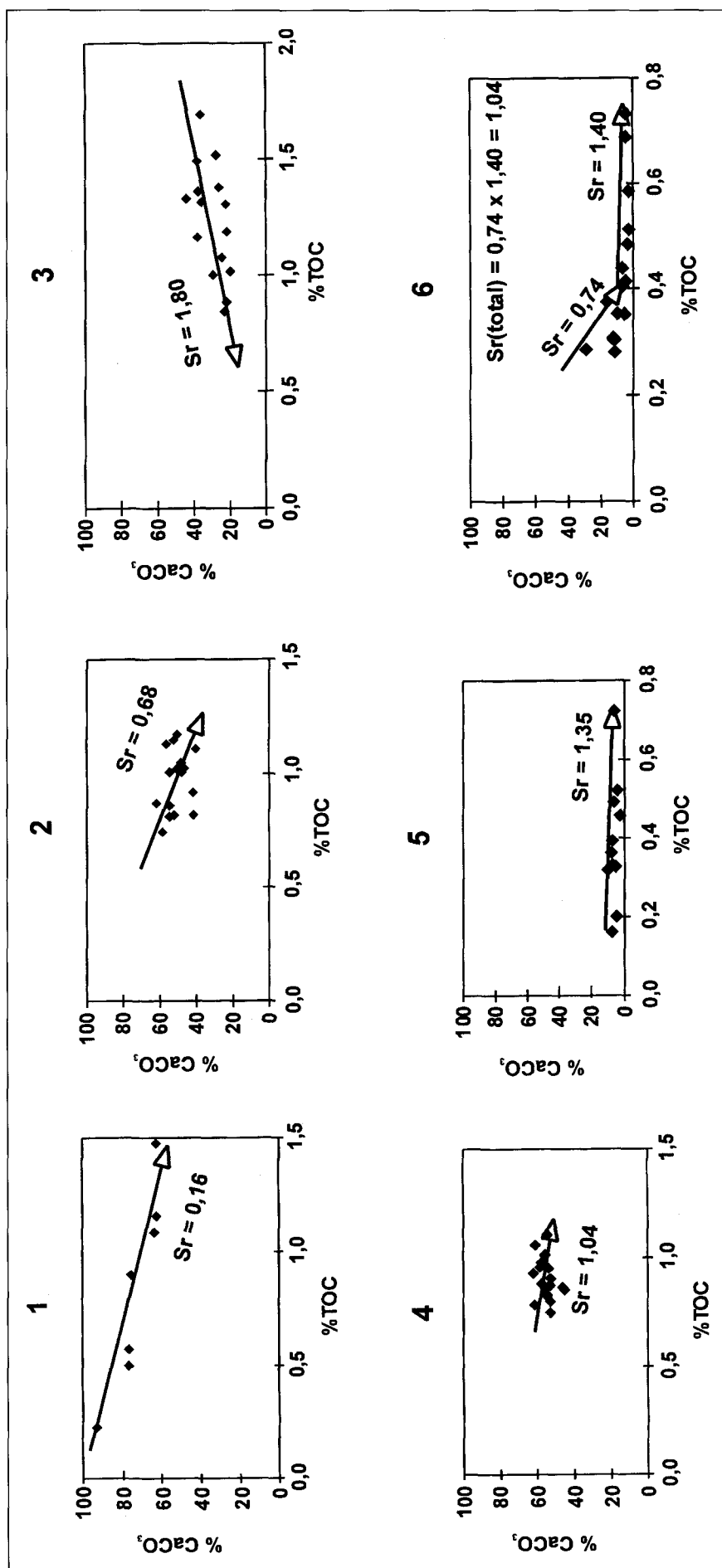


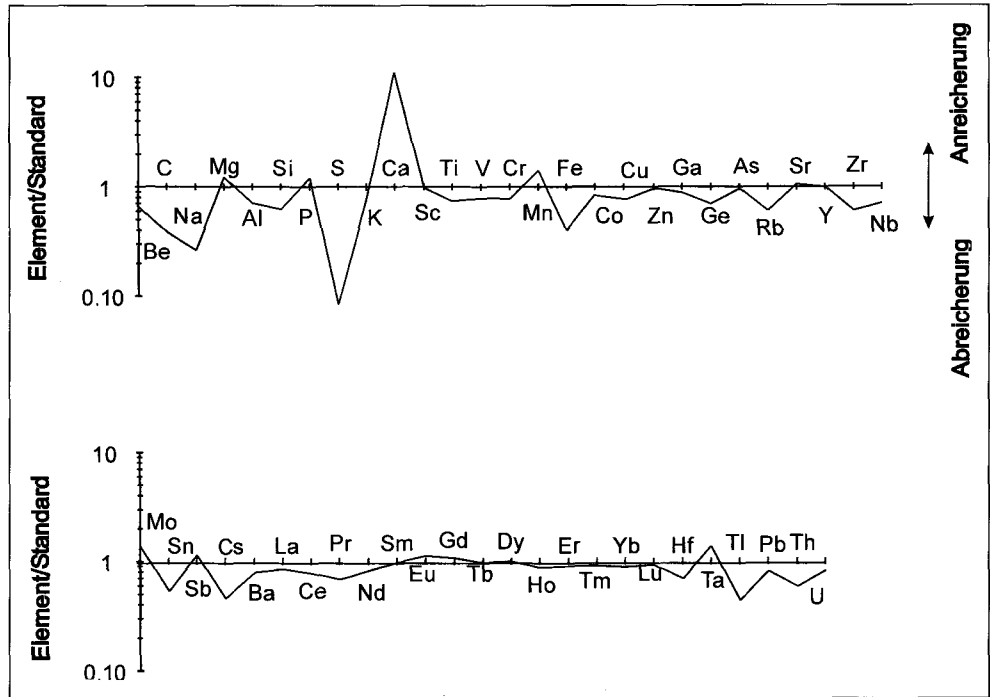
Abb. 9
CaCO₃/TOC-Diagramm der untersuchten Profile 1-6 mit ihren berechneten relativen Sedimentationsraten (Sr).

vität oder durch Sorption an Fe-Mn-Phasen erklärt werden (vgl. ARTHUR & DEAN, 1991). Die Zusammenhänge mit den organischen Parametern und die fehlende Korrelation mit Fe und Mn weisen hier auf biologische Einflußfaktoren hin.

Aus der durchgehenden Beprobung von Profil 3 läßt sich die zeitliche Dynamik der geochemischen Charakteristika erkennen. Der Karbonat- und Phosphorgehalt, sowie der Wasserstoffindex können als Maß der biologischen Produktivität in der Wassersäule interpretiert werden (s. oben). In direkter Abhängigkeit dazu steht das Na/K-Verhältnis (dargestellt als Na₂O/K₂O-Verhältnis) und das Si/Al-Verhältnis (dargestellt als SiO₂/Al₂O₃-Verhältnis, s. Abb. 11). Hohe Na/K-Verhältnisse können durch eine relative Anreicherung des Plagioklas gegenüber Kalifeldspat und Illit, hohe Si/Al-Verhältnisse durch die relative Anreicherung von Quarz gegenüber den Tonmineralen erklärt werden. Dieser mineralogische Wechsel konnte auch röntgenographisch nachgewiesen werden (unpubl. Daten). Das bedeutet, daß zu Zeiten verminderter Bioproduktion der labilere Plagioklas und Quarz angereichert sind. In Analogie zu Beobachtungen an marinen kretazischen Sedimenten kann man einen klimatischen Effekt vermuten, wobei in feuchteren Zeiten mit verstärkter Plagioklasverwitterung (vgl. ARTHUR & DEAN, 1991) die Bioproduktion im See verstärkt ist.

Das Muster der seltenen Erd-elemente (SEE) zeigt das typische Bild feinkörniger Sedimente mit einer schwach negativen Eu-Anomalie von 0,68-0,75 (nach McLENNAN, 1989) und einem Gd_N/Yb_N Verhältnis von 1,59-1,81. Im Profil 3 ist keine Veränderung des SEE-Musters festzustellen (Abb. 12). Somit muß ein homogenes Liefergebiet der detritischen Fraktion angenommen werden. MURRAY et al. (1990, 1991) zeigten, daß die SEE entweder durch Adsorption aus dem Meerwasser oder durch den detritären Eintrag im Sediment angereichert werden. Aus der positiven Korrelation der Gesamtmenge an SEE mit den Hauptelementen Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO und

Abb. 10
Elementverteilung in Profil 3 des Bitumenmergel Member (Mittelwerte von 15 Proben) relativ zum Shale-Standard von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961).



SiO₂ und der signifikant negativen Korrelation mit CaCO₃ ist die detritäre Herkunft der SEE im Bitumenmergel ersichtlich. Da Ce in terrigenen Sedimenten üblicherweise unfraktioniert vorliegt, bestätigen auch die fehlende Ce-Anomalie (0,94 bis 0,97 NASC- [=North American Shale Composit] normiert) und die geringen Gesamt-SEE-Gehalte (ΣSEE von 140 bis 173 ppm) diese Annahme.

8. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Bitumenmergel Member der St. Pankrazen Formation) werden durch das Wechselspiel zwischen interner Bioproduktion, externem detritären Eintrag und episodischen oder periodischen marinen Vorstößen geprägt. Diese Faktoren können auf kleinstem

Raum lateral und vertikal stark variieren, sodaß nur ein generelles Fazieschema erstellt werden kann. Die regionale Interpolation der faziellen Ausprägungen kann, zumal durch schlechte Aufschlußverhältnisse erschwert, zu keinen endgültigen Ergebnissen führen.

Durch die Kombination fazieller und geochemischer Untersuchungen läßt sich somit ein Modell der Bildung und Erhaltung organisch-reicher Sedimente der Kainacher Gosau erstellen, welches in Abb. 5 schematisch dargestellt ist. Die Faziesausprägung des Bitumenmergel Member entspricht dabei dem klassischen Modell eines Mergelsees (DEAN, 1981; DEAN & FOUCH, 1983, TALBOT & ALLEN, 1996).

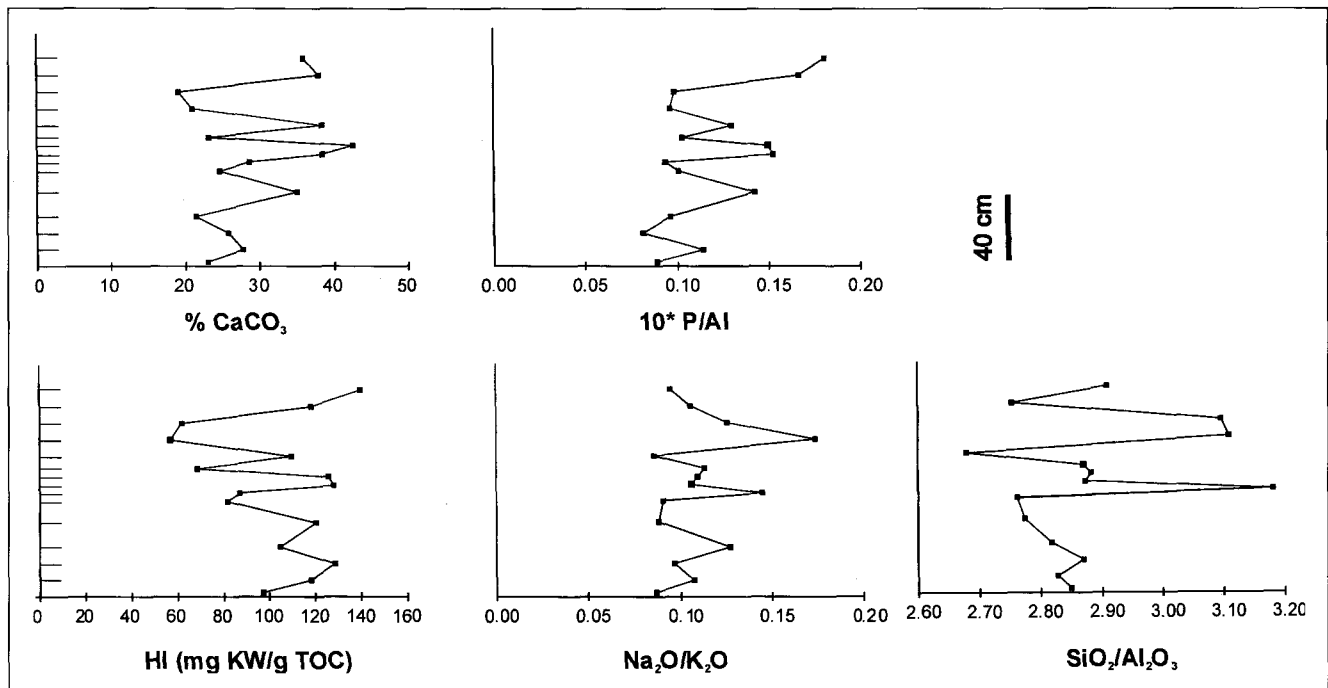


Abb. 11
Verteilung ausgewählter chemischer Parameter im Vergleich zum HI und dem CaCO₃-Gehalt innerhalb der Bitumenmergel von Profil 3. Der Chemismus einer Bank ist jeweils im Bankmittelpunkt dargestellt (vgl. Abb. 8).

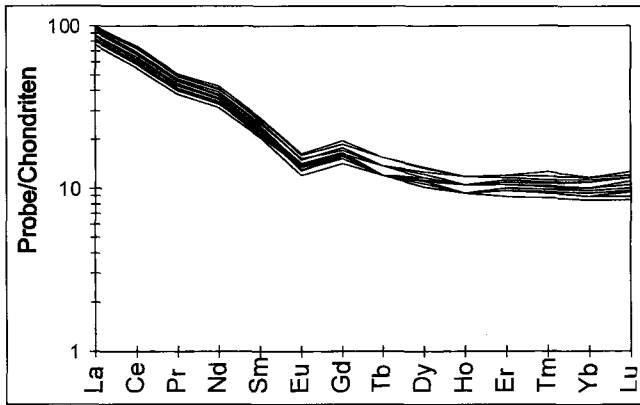


Abb. 12
Chondritnormierte Verteilung der Seltenen Erden innerhalb der Bitumenmergel von Profil 3.

Das gute Kohlenwasserstoffpotential der Bitumenmergel (SACHSENHOFER et al., 1995) läßt sich durch ein Produktivitätsmodell (vgl. DEMAISON & MOORE, 1980; LITKE, 1993) erklären. Hier bewirkt die Bioproduktion in der Wassersäule eine eingeschränkte Belüftung des Bodenwassers. Trotz des laminierten Gefüges der Sedimente können aufgrund von Biomarker-Untersuchungen (SACHSENHOFER et al., 1995), der TOC/S-Beziehungen und der vereinzelt auftretenden Bioturbation nur dys- bis suboxische Sauerstoffverhältnisse angenommen werden.

Die Erhaltung der organischen Substanz und das Kohlenwasserstoffpotential der Bitumenmergel wird im wesentlichen durch drei Faktoren bestimmt:

1. Der **detritäre Eintrag** in den See steuert das Angebot an Nahrungstoffen und dadurch die Bioproduktion. Regionale und zeitliche Faktoren bewirken wechselnde Einträge und dadurch unterschiedliche Depositionstypen. Aus den geochemischen Daten muß ein homogenes Liefergebiet angenommen werden.
2. Das eingeschränkte **Sauerstoffangebot** im Bodenwasser verhindert eine vollständige Zersetzung der organischen Substanz.
3. Der dritte prägende Faktor ist die **Sedimentationsrate**. Die Untersuchungen zeigen, daß höhere Sedimentationsraten das Erhaltungspotential der organischen Substanz wesentlich verbessern.

An der Basis des Bitumenmergel Member ist das höchste Kohlenwasserstoffpotential erhalten. Nach oben zu nimmt dieses Potential ab. Dies wird durch einen Rückgang der Bioproduktivität erklärt und zeigt sich in der Abnahme des unverdünnten TOC-Gehaltes von 3,2% auf 1,9%. Feinklastika der hangenden Deltafazies und der Hauptbecken Formation besitzen kein Kohlenwasserstoffpotential.

Wie oben gezeigt, reagiert das geochemische Signal rasch auf Änderungen der einwirkenden Faktoren. Dies bietet die Möglichkeit, die zeitliche Dynamik der Bitumenmergel zu untersuchen. In den Detailprofilen, in denen jede Bank erfaßt wurde, zeigt sich innerhalb der Bitumenmergel in den meisten Parameter eine Zyklizität der Parameter mit einer Zyklenlänge (Periode) von 20 bis 40 cm (vgl. Abb. 8, Profile 2-4, Abb. 11). Diese Zyklizität könnte aufgrund geochemischer und mineralogischer Hinweise durch den Wechsel feuchter und trockener Klimaphasen gesteuert werden.

Seesedimente besitzen mittlere Sedimentationsraten zwischen 5 und 30 cm/ka (RICKEN, 1991). Für die Bitumenmergel wurden von SCHIRNIK (1994) 20 bis 40 cm/ka postuliert. Davon ausgehend ergibt sich ca. 1 ka als Zeitdauer für die beobachtete (klimatisch gesteuerte) Zyklizität. Die Daten in GLENN &

KELTS (1991) zeigen, daß solche Zyklenlängen für Seesedimente durchaus realistisch sind.

Die Isochronie der Basisbildungen am Ostrand der Kainacher Gosau (limnische Fazieszone) mit den alluvialen Sedimenten am Nordrand des Beckens (rote Basiskonglomerate) ist zu bezweifeln (EBNER, 1992). Schwermineralfunde innerhalb der limnischen Fazieszone (s. Kap. 2) geben Hinweise auf den Einfluß eines mesozonalen Kristallinareals. Dieser Befund könnte durch die beginnende Hebung des Gleinalm Kristallines (NEUBAUER et al., 1995) erklärt werden. Da die alluvialen Basisbildungen keine Komponenten eines metamorphen Hinterlandes führen (GOLLNER et al., 1987; NEUBAUER et al., 1995), könnte die limnische Fazieszone mit der St. Pankrazen Formation als stratigraphisch jüngere Abfolge datiert werden.

Dank

Die Arbeiten wurden durch das FWF Projekt P 10277-TEC (Schwarzschiefer in Österreich) finanziell unterstützt. Die Autoren danken R. SACHSENHOFER, V. HÖCK und zwei anonymen Reviewern für wertvolle Hinweise.

Literatur

- ARTHUR, M. A. & DEAN, W. E., 1991: A holistic geochemical approach to cyclomania: Examples from Cretaceous pelagic limestone sequences. – In: G. EINSELE, W. RICKEN, & A. SEILACHER, (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy. – 126-166, Heidelberg (Springer Verlag).
- BERNER, R. A., 1984: Sedimentary pyrit formation. – *Amer. J. Science*, **268**, 1-23.
- BERNER, R. A. & RAISWELL, R., 1984: C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. – *Geology*, **12**, 365-368.
- BODROGI, I., EBNER, F., LOBITZER, H., PASAVA, J. & SACHSENHOFER, R. F., 1994: Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). – In: H. LOBITZER, G. CSASZAR & A. DAURER, (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn 2. – 127-144, Wien (Geol. B.-A.).
- DEAN W. E., 1981: Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. – In: F. G. ETHRIDGE (Hrsg.): Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration. – *Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **31**, 213-231.
- DEAN, W. E. & FOUCH, T. D., 1983: Lacustrine environment. – In: P. SCHOLLE, D. BEBOUT & C. MOORE, (Hrsg.): Carbonate depositional environments. – *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **33**, 97-130.
- DEMAISON, G. J. & MOORE, G. T., 1980: Anoxic environments and oil source bed genesis. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **64**, 1179-1208.
- EBNER, F., 1992: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163, Voitsberg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 753.
- EINSELE, G., 1992: Sedimentary Basins. – 628 S., Berlin (Springer Verlag).
- ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J. L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAULET, J. & BOUTEFU, A., 1977: Méthode rapide de caractérisation des roches mères de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. – *Rev. Inst. Fr. Pet.*, **32**, 23-43.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F., 1985: La pyrolyse Rock – Eval et ses applications. – *Rev. Inst. Fr. Pet.*, **40**, 563-579.
- FENNINGER, A. & HUBMANN, B., 1994: Helicerina kainachensis n.sp. – Crustaceen-Koprolithen aus Kalken der Kainacher Gosau (Oberanton bis Untercampan, Österreich, Steiermark). – *N.Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1994**, 23-33, Stuttgart.

- FLÜGEL, H. W., 1961: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. & Techn. Landesmus. Joanneum, **23**, 1-212.
- FÜCHTBAUER, H., 1988: Sedimentäre Ablagerungsräume. – In: H. FÜCHTBAUER (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. 4. Auflage. – 865-960, Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägeli u. Obermiller).
- GLENN, C. R. & KELTS, K., 1991: Sedimentary rhythmism in lakes. – In: G. EINSELE, W. RICKEN, & A. SEILACHER (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy. – 188-221, Heidelberg (Springer Verlag).
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W., 1987: The Problem of the Southalpine clasts in the „Mittelsteirische Gosau“. – In: H. W. FLÜGEL and P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 156-163, Wien (Deuticke Verlag).
- GRÄF, W., 1975: Ablagerungen der Gosau von Kainach. – In: H. W. FLÜGEL (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. 2. Auflage. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **1**, 83-102.
- GRÄF, W., EBNER, F. & FLADERER, F., 1980: Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 91-104.
- KELTS, K., 1988: Environment of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. – In: A. J. FLEET, K. KELTS & M. R. TALBOT (Hrsg.): Lacustrine petroleum source rocks. – Spec. Publ. Geol. Soc. London, **40**, 3-26.
- KELTS, K. & TALBOT, M., 1990: Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. – In: M. M. TILZER & C. SERRUYA (Hrsg.): Large lakes. – 289-315, Berlin (Springer Verlag).
- KRÖLL, A. & HELLER, R., 1978: Die Tiefbohrung AFLING U 1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., **2**, 23-34.
- LANGFORD, F. F. & BLANC-VALLERON, M.-M., 1990: Interpreting Rock-Eval Pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **74**, 799-804.
- LEVENTHAL, J. S., 1983: An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. – Geochim. Cosmochim. Acta, **47**, 133-137.
- LITKE, R., 1993: Deposition, diagenesis and weathering of organic matter-rich sediments. – Lecture Notes in Earth Sciences, **47**, 216 S., Berlin (Springer Verlag).
- MCLENNAN, S. M., 1989: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. – In: B. R. LIPIN and G. A. MCKAY (Hrsg.): Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements. – Reviews in Mineralogy, **21**, 169-200.
- MURPHY, D. H. & WILKINSON, B. H., 1980: Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. – Sedimentology, **27**, 123-135.
- MURRAY, R. W., BUCHHOLTZ TEN BRINK, M. R., JONES, D. L., GERLACH, D. C. & PRICE RUSS II, G., 1990: Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. – Geology, **18**, 268-271.
- MURRAY, R. W., BUCHHOLTZ TEN BRINK, M. R., GERLACH, D. C. & PRICE RUSS III, G., JONES, D. L., 1991: Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. – Geochim. Cosmochim. Acta, **55**, 1875-1895.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R. D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D., 1995: Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. – Tectonophysics, **242**, 79-98.
- RICKEN, W., 1991: Time span assessment-an overview. – In: G. EINSELE, W. RICKEN & A. SEILACHER (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy. – 773-794, Heidelberg (Springer Verlag).
- RICKEN, W., 1993: Sedimentation as a three-component system. Organic Carbon, Carbonate, Noncarbonate. – Lecture Notes in Earth Sciences, **51**, 211 S., Berlin (Springer Verlag).
- RUSSEGGER, B., RANTITSCH, G. & EBNER, F., 1997: Carbon-Sulfur ratios in Paleozoic sediments of the Eastern and Southern Alps (Austria). – Zbl. Geol. Paläont., **1996**, 573-583.
- SACHSENHOFER, R. F., CURRY, D. J., HORSFIELD, B., RANTITSCH, G. & WILKES, H., 1995: Characterization of organic matter in late Cretaceous black shales of the Eastern Alps (Kainach Gosau Group, Austria). – Org. Geochem., **23**, 915-929.
- SCHIRNIK, D., 1994: Sedimentologie, Paläopedogenese und Geröllanalyse in der Kainacher Gosau. – Unveröff. Diss. Universität Graz, 305 S.
- SIEGL-FARKAS, Á., EBNER, F. & LOBITZER, H., 1994: Vorläufiger Bericht über palynologische Studien in der Kainacher Gosau (Steiermark). – In: H. LOBITZER, G. CSÁSZÁR & A. DAURER (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn 2. – 123-126, Wien (Geol. B.-A.).
- SOMERS, R., 1992: Zur Kenntnis der Gosau und des Paläozoikums NE St. Pankrazen (Steiermark) – Mikrofazielle und paläomagnetische Untersuchungen. – Unveröff. Dipl. Arb. Universität Graz, 77 S.
- STOFFERS, P. & SINGER, A., 1979: Clay minerals in Lake Mobutu Sese Seko (Lake Albert)-their diagenetic changes as an indicator of the paleoclimate. – Geol. Rundsch., **68**, 1009-1024.
- TALBOT, M. R. & ALLEN, P. A., 1996: Lakes. – In: H. G. READING (Hrsg.): Sedimentary Environment. 3. Auflage. – 83-124, Oxford (Blackwell).
- TISSOT, B. P. & WELTE, D. H., 1984: Petroleum formation and occurrence. 2. Auflage. – 699 S., Berlin (Springer Verlag).
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H., 1961: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. – Geol. Soc. Amer. Bull., **72**, 175-192.
- TYSON, R. V., 1987: The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. – In: J. R. V. BROOKS & A. J. FLEET (Hrsg.): Marine petroleum source rocks. – Geol. Soc. Spec. Publ., **26**, 47-68.
- WIGNALL, P. B., 1994: Black shales. – 127 S., Oxford (Clarendon Press).

Manuskript eingegangen am: 28. 10. 1997 ●

Revidierte Fassung eingegangen am: 20. 04. 1998 ●

Manuskript akzeptiert am: 26. 05. 1998 ●