

Fischzähne aus dem Oberjura Nordwesteuropas - Systematik, Biogeochemie und Palökologie

Vom Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der Universität Hannover

zur Erlangung des Grades
Doktor der Naturwissenschaften
Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation
von
Dipl.-Geol. Alexander Mudroch
geboren am 21.03.1966 in Hannover.

Referent: Prof. Dr. D. Thies

Koreferent: Prof. K. Mezger, PhD

Prüfer: Prof. Dr. D. Thies, Prof. Dr. R. Fischer, Prof. Dr. F. Holtz

Termin der Prüfung: 13.07.2001

Für Katrin, Frederick und Philipp

Kurzfassung

Mergelproben aus dem Oberjura von Norddeutschland und Nordfrankreich (Boulonnais) haben ca. 20.000 systematisierbare Mikrovertebratenreste erbracht, die 58 Taxa von Elasmobranchiern und Actinopterygiern zugeordnet werden konnten. Die daraus resultierenden Faunenlisten für die einzelnen Zeitabschnitte des norddeutschen Oberjura und die beiden Faziestypen der nordfranzösischen Proben (normalmarine und brackische Faunen) weisen eine Vielzahl von Taxa erstmalig aus. In den Faunenzusammensetzungen von zahlreichen Probenschichten machen sich deutliche Unterschiede zwischen solchen aus normalmarinen (euhalinen) und solchen aus nicht-normalmarinen (hypo- bzw. hypersalinen) Lebensräumen bemerkbar. Dies ist in erster Linie auf die Menge und Zusammensetzung des Elasmobranchier-Anteils zurückzuführen, wohingegen die Actinopterygier-Anteile sich wohl eher aufgrund wechselnder Nahrungsangebote ändern. Geochemische Tracer-Analysen ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE, $\delta^{18}\text{O}$ und Multi-Element-Analysen) an Fischzähnen aus dem Kimmeridge und Tithon sollen zu unabhängigen Aussagen über die Salinitätsverhältnisse in den Ablagerungsräumen führen. Die in den Fischzähnen enthaltenen Sr-Konzentrationen (2000-4000 ppm) und die in ihnen meßbaren Sr-Isotopenverhältnisse können mit einer adaptierten geostatistischen Methode als in vivo eingebaute Menge klassifiziert werden. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analysen zeigen nur für die Mäuler Mergel (Tithon) euhaline Isotopensignaturen, während die erhöhten Isotopenverhältnisse im Kimmeridge und den *Gigas*-Schichten (Tithon) auf Süßwasser-Salzwasser-Mischungen zurückgeführt werden müssen. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und die REE-Gehalte der Proben aus Boulogne zeigen dagegen deutliche diagenetische Überprägungen und lassen somit keine palökologischen Aussagen mehr zu. Lediglich die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erlauben eine Bestimmung der Paläotemperaturen, die auf normale SST (Mittelwert: 22,2 °C) für den Zeitraum der Zahnbildung hinweisen. Die vergleichsweise hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und bimodale REE-Verteilungskurven der norddeutschen Proben werden als Ausdruck starker jahreszeitlicher Schwankungen von Wasserzufluß und Salinität (Saisonalität) gedeutet. Modellierungen der Paläosalinitäten im norddeutschen Kimmeridgium mithilfe der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erbrachten Näherungswerte der Salinitäten für den Zeitraum der Süßwassereinträge (ca. 15-25 ‰) und langfristige Jahresmittelwerte (ca. 31-38 ‰) für die flachen Gewässer, die in den trockenen Monaten vermutlich von starken Eindampfungserscheinungen betroffen waren.

Schlagwörter:

Oberjura, Kimmeridgium, Tithonium, Oxfordium, Fischzähne, Actinopterygier, Elasmobranchier, Palökologie, Geochemie, Strontium, Isotopen, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE, $\delta^{18}\text{O}$, Norddeutschland, Boulonnais, Saisonalität

Abstract

Bulk samples of marly sediments from the Late Jurassic of Northern Germany and Northern France (Boulonnais) yielded app. 20,000 identifiable microvertebrate remains that were taxonomically grouped to 58 taxa of elasmobranchs and actinopterygians. Resulting faunal compilations for chronological subdivisions of the German Late Jurassic and both sampled facies types from the Boulonnais (normal marine and brackish faunas) list most of the taxa for the first time. Faunal assemblages of sampled beds with many teeth are clearly different from normal marine (euhaline) or abnormal marine (hypo- resp. hypersaline) environments. This is mainly due to the fact that number and composition of elasmobranchs are distinct, whereas the composition of actinopterygians is assumed to change mainly with varying dietary offers. Geochemical tracer analyses ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE, $\delta^{18}\text{O}$, and multi-element-analyses) performed on selected fish teeth from the Kimmeridgium and Tithonium should lead to independent indications for the salinity conditions in the sedimentation areas. Sr concentrations in fish teeth (2000-4000 ppm) and measurable Sr isotope ratios were able to be classified as pristine with an adapted geostatistical method. Regarding $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analyses, euhaline isotope signatures are reproduced only in samples from the Muender Marls (Tithon), whereas elevated isotope signatures in samples from the Kimmeridgian and the *Gigas*-beds (Tithon) are most probably resulting from freshwater-saltwater-mixing. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and REE in samples from the Boulonnais clearly show diagenetic overprinting and therefore are unsuitable for further paleoecological interpretation. Only their $\delta^{18}\text{O}$ values justify a calculation of paleotemperature which gave a reasonable mean average SST of 22.2 °C for the time interval of odontogenesis. Relatively high $\delta^{18}\text{O}$ and bimodal REE patterns were interpreted as an indication of strong seasonal oscillations of water influx and salinity. Paleosalinities for the northgerman Kimmeridgian were modeled on the basis of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and $\delta^{18}\text{O}$ values. They gave salinity proxies for the time of freshwater input (app. 15-25 permil) and approximated annual averages (app. 31-38 permil) for the shallow marine habitats, that presumably suffered high evaporation stress during the dry period.

Keywords:

Late Jurassic, Kimmeridgium, Tithonium, Oxfordium, fish teeth, actinopterygians, elasmobranchs, paleoecology, geochemistry, strontium, isotopes, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE, $\delta^{18}\text{O}$, Northern Germany, Boulonnais, seasonality

INHALT

0. VORWORT UND DANKSAGUNG	1
1. EINLEITUNG	3
2. LOKALITÄTEN, PROBEN, MATERIAL	5
2.1. Lokalitäten und Probennahme	5
2.1.1. Norddeutschland	5
2.1.2. Nordfrankreich	8
2.2. Probenaufbereitung	8
2.2.1. Chemische Aufbereitung der Großproben	8
2.2.2. Schweretrennung von Lösungsrückständen	10
2.3. Material	12
2.3.1. Auslesen der Vertebratenreste	12
2.3.2. Untersuchte und dokumentierte Vertebratenreste	12
2.4. Liste der verwendeten Abkürzungen	12
3. SYSTEMATISCHE PALÄONTOLOGIE	15
3.1. Bemerkungen zur Taxonomie von Mikrovertebratenresten	15
3.2. Systematische Kurzbeschreibungen	16
3.2.1. Ordnung Hybodontiformes	16
3.2.2. Ordnung Synechodontiformes	18
3.2.3. Ordnung Squaliformes	19
3.2.4. Ordnung Squatiniformes	20
3.2.5. Ordnung Heterodontiformes	20
3.2.6. Ordnung Orectolobiformes	21
3.2.7. Ordnung Carcharhiniformes	22
3.2.8. Ordnung Rajiformes	23
3.2.9. Ordnung Semionotiformes	25
3.2.10. Ordnung Pycnodontiformes	26
3.2.11. Ordnung Macrosemiiformes	28
3.2.12. Ordnung Ionoscopiformes	29
3.2.13. Ordnung Amiiiformes	30
3.2.14. Ordnung Aspidorhynchiformes	31
3.2.15. Ordnung Pachycormiformes	32
3.2.16. Ordnung Ichthyodectiformes	32
3.2.17. Ord. indet.	32
3.2.18. Ordnung Crocodylia	33
3.3. Faunenlisten von Norddeutschland	33
3.3.1. Oxfordium	33
3.3.2. Kimmeridgium	35
3.3.3. Tithonium	37
3.4. Faunenlisten der Lokalität Boulogne	40
3.4.1. Faunen der euhalinen Schichten des Boulonnais	40
3.4.2. Die Brackwasser-Fauna der Grès de la Crèche	42

VIII

4. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN	44
4.1. Auswahl der Untersuchungsmethoden	44
4.2. Strontium-Isotopengeochemische Analysen	45
4.2.1. Zur Geochemie von Strontium	45
4.2.2. Sr und ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr-Verhältnisse in fossilen Fischzähnen	54
4.2.3. Rb/Sr-Analysen in Sedimentproben	69
4.3. REE-Analysen	73
4.3.1. Zur Geochemie der REE	73
4.3.2. REE in fossilen Fischzähnen und Sedimentproben	74
4.4. Ergänzende geochemische Untersuchungen	81
4.4.1. δ ¹⁸ O im Phosphat fossiler Fischzähne	81
4.4.2. P, Ca, Mg, Na, K, Fe und Mn in Zähnen von <i>Lepidotes</i> sp	86
5. PALÖKOLOGIE	91
5.1. Faunenzusammensetzungen	91
5.1.1. Zur Taphonomie von Mikrovertebratenassoziationen	91
5.1.2. Fischfaunen im Oberjura von Norddeutschland	93
5.1.3. Fischfaunen im Oberjura des Boulonnais	102
5.2. Ernährungsweisen	105
5.2.1. Lebens- und Ernährungsweise von Fischen im Oberjura	105
5.2.2. Ernährungsweisen der Fische in den analysierten Faunen	108
5.3. Paläosalinität	109
5.3.1. Faunistische Salinitätsindikationen	109
5.3.2. Geochemische Salinitätsindikationen	110
5.3.3. Salinitätsmodellierungen für das norddeutsche Kimmeridgium	111
5.4. Marine Lebensräume im nordwesteuropäischen Oberjura	117
5.4.1. Klimatische Rahmenbedingungen	117
5.4.2. Das Norddeutsche Becken	117
5.4.3. Das Boulonnais	121
6. ZUSAMMENFASSUNG	122
7. ENGLISH SUMMARY	125
8. ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN	128
ANHÄNGE A-E	A1
TAFELN	A24
LEBENS LAUF	A38

0. Vorwort und Danksagung

*Über das Unsichtbare wie über das Irdische haben
Gewißheit die Götter, uns aber als Menschen ist nur
das Erschließen gestattet.*

Alkmaion von Kroton (6. Jhdt. v. Chr.)

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis der langjährigen Bemühungen, sowohl anhand geochemischer als auch paläontologischer Untersuchungen an Fischzähnen etwas über die Lebensbedingungen im Oberjurameer von Norddeutschland vor ca. 150 Millionen Jahren zu erfahren. Im Laufe der Anfertigung dieser Arbeit waren eine Menge Frustrationen und Selbstzweifel zu überwinden, um zu den kleinen Teilerfolgen zu gelangen. Das Bemühen, noch aus den kleinsten Informationsquellen möglichst viele Informationen herauszuholen, ist nur mit viel Geduld zu meistern. Dass man gerade mit der Spurenelementanalytik auf diese Weise immer wieder an die Grenzen des Machbaren stößt und neue Türen aufstoßen muss, liegt in der Natur der Sache. Dass solche Untersuchungen auf geochemischem Gebiet nur mithilfe der modernsten analytischen Methoden und Apparaturen möglich sind, schafft zusätzlichen Anreiz und einen ganz exklusiven Einblick in die Grenzen der Analysierbarkeit. Da diese aber von Jahr zu Jahr mit dem voranschreitenden technischen Fortschritt nach unten verschoben werden, muss auch auf diesem Gebiet die Aufbereitung und Bewertung der methodischen Möglichkeiten mit der Gesamtentwicklung Schritt halten, um sich überhaupt über eine Nutzbarmachung der Informationen, hier speziell für die Palökologie, Gedanken machen zu können. Diese Aufgabe ist nicht immer einfach und letztlich nur im interdisziplinären Miteinander von Geochemikern und Paläontologen zu leisten, was heutzutage eigentlich keinen ernststen Hinderungsgrund mehr darstellen sollte. Die Wirklichkeit ist indes sehr viel ernüchternder. Da es sich bei der Geochemie und der Paläontologie um zwei eigenständige, mit völlig unterschiedlichen Methoden arbeitende und sich inhaltlich kaum überschneidende Fachrichtungen der Geowissenschaften handelt, ergibt sich nur sehr selten und eher zufällig ein Ansatz für gemeinsames Forschen. Daher war es innerhalb der vorliegenden Arbeit beabsichtigt, ich räume ein anfangs mit recht blauäugigem Optimismus, die Kompetenzen sowohl für die paläontologischen als auch für die geochemischen Untersuchungen in einer Person zu vereinen. Dieses ehrgeizige, kraft- und zeitraubende Unterfangen hat mir aber in der Konsequenz zur Erschließung ungeahnter Gedankenwelten und somit zu völlig neuen Erkenntnissen verholfen, die anders nicht zustande gekommen wären. All die neugewonnenen Einsichten und erworbenen Kenntnisse der letzten Jahre haben meine Denkweise verändert und werden meine zukünftigen Forschungsarbeiten erheblich beeinflussen. Dass mir dieses alles ermöglicht worden ist, betrachte ich als Privileg.

An der Fertigstellung einer solchen Arbeit sind immer mehrere Personen beteiligt, die mir im Laufe der letzten über fünf Jahre bei der Durchführung der Untersuchungen, sei es im Gelände bei der Probennahme, im Labor bei den Analysen, am Arbeitsplatz bei der Auswertung der Daten oder auch nur bei den vielen Mittags-, Kaffee- und Teepausen, in denen über neue Ideen, Ergebnisse oder einfach über irgendetwas geredet wurde, mit Rat und Tat zur Seite standen und von denen man ohne böse Absicht immer einige zu nennen vergisst. Ihnen allen gilt mein herzlichster Dank.

Besonders erwähnen muss ich natürlich meine Familie; meine Frau Katrin Röhrbein und meine beiden Söhne Frederick und Philipp, die beide im Laufe dieser Arbeit geboren wurden. Sie waren ein Quell der Freude, Wärme und Zuneigung für mich, und verhalfen mir trotz all der zusätzlichen Arbeit, die zwangsläufig mit der Kindererziehung einhergeht, vor allen Dingen zu dem nötigen Ausgleich, den man braucht, um solch eine Aufgabe zu bewältigen. Dafür werde ich ihnen immer zu Dank verpflichtet sein. Bedanken möchte ich mich auch bei meinen Eltern, H.-J. und U. Mudroch, und meinen Schwiegereltern, I. Röhrbein und W. Sommer, die all diese Jahre mit mir Geduld hatten und mich unterstützt haben, indem sie mir Arbeit abnahmen und so mehr Zeit für diese Arbeit schenkten.

Mein besonderer Dank gilt meinem Lehrer und Betreuer dieser Arbeit, Prof. Dr. Detlev Thies, der mich in die Geheimnisse der Paläoichthyologie eingeweiht hat und seit der Diplomarbeit an meiner

Ausbildung als Paläontologe maßgeblich beteiligt war. Er hat mich in drei DFG-Projekten in den letzten neun Jahren inhaltlich und finanziell bei meinen Studien an den Zähnen der mesozoischen Actinopterygier unterstützt und war im heißen Sommer 1995 mit mir zusammen am Kliff bei Boulogne-sur-Mer, wo er mir bei der Entnahme der Großproben tatkräftig geholfen hat. Außerdem war er seit 1995 immer wieder mein kritischer Koautor beim Verfassen wissenschaftlicher Aufsätze, die ohne seine Hilfe bei weitem nicht das erreichte Niveau erlangt hätten. Für alle diese Wohltaten, für seine langjährige Geduld mit mir und seine bewiesene freundschaftliche Kollegialität möchte ich mich hiermit herzlich bedanken. Mein Dank gilt auch meinem anderen Lehrer, Prof. Dr. Rudolf Fischer, der mich überhaupt erst mit der Paläontologie vertraut gemacht hat und das Interesse für die Palökologie in mir geweckt hat, das seitdem immer einen wesentlichen Teil meines wissenschaftlichen Interesses darstellt.

Ich danke herzlich den beiden Begutachtern dieser Arbeit, Prof. Dr. Detlev Thies und Prof. Dr. Klaus Mezger für ihre Mühe und die wohlwollende Bewertung. Ich danke Herrn Dr. Albrecht Baumann (Universität Münster) ganz besonders für die kritische Durchsicht des geochemischen Teils dieser Arbeit und seine tatkräftige Mitautorenschaft an verschiedenen Kurzfassungen und Aufsätzen, die im Zuge dieser Arbeit entstanden sind. Prof. Dr. Birger Schmitz (Universität Göteborg) hat mich durch seine konstruktive Kritik als Reviewer eines zwischenzeitlich angefertigten Aufsatzes in meinen Denkansätzen bestärkt und so eine gründlichere Ausarbeitung der Ideen ermöglicht. Ich bedanke mich bei den wissenschaftlichen Helfern Petra Dinhof und Dagmar Hupe, die beim Aufschlätzen im Sedimentlabor und beim Auslesen der Mikroreste so manche Stunde im Dienste dieser Studie standen. Für Material aus dem Korallenoolith danke ich Carsten Helm, Marcus Reuter und Prof. Dr. Immo Schülke. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die finanzielle Unterstützung während dieser Arbeit und des Studiums dankbar.

Ich danke herzlich all den netten Leuten in den verschiedenen Laboreinrichtungen, die im Laufe dieser Arbeit mit der Durchführung von geochemischen Messungen betraut waren oder die mir gestatteten bzw. mir dabei halfen, sie selbst durchzuführen: Prof. Dr. B. Grauert, Prof. Dr. K. Mezger, Dr. A. Baumann, Dr. M. Bröcker, Dr. J. Glodny, H. Baier, S. Rochnowski (Institut für Mineralogie, Zentrallabor für Geochronologie, Westfälische Wilhelms-Universität Münster). Dr. K. Simon (Geochemisches Institut, Georg-August-Universität Göttingen) für die von ihm durchgeführten REE-Analysen. Dr. T. Vennemann (Geochemisches Institut, Eberhard-Karls-Universität Tübingen) für die von ihm durchgeführten Sauerstoffisotopen-Analysen. Dr. J. Köpcke, M. Richter, M. Hahn, O. Diedrich (Institut für Mineralogie, Universität Hannover) für die Dünnschliffe und Mikrosondenmessungen. S. Husen, U. Metzger, J. Gaus (Institut für Geologie und Paläontologie) für die Herstellung von Gesteinspulvern, für Schwereretreibungen und diverse andere Gefälligkeiten.

Als Diskussionspartner in geochemischen Fragen standen mir die Drs. Albrecht Baumann (Münster), Johannes Glodny (Potsdam) und Torsten Vennemann (Tübingen), in paläobiologischen und taxonomischen Fragen die Drs. Detlev Thies, Rudolf Fischer und Ute Richter sowie die Diplom-Geologen Armin Leidner und Carsten Helm (alle Hannover) zur Verfügung. Für die Korrektur von englischen Manuskripten und Abstracts bin ich Dr. Susan Turner (Brisbane) sehr zu Dank verpflichtet. Sie alle haben zum Gelingen dieser Arbeit erheblich beigetragen.

Zuletzt gilt mein ganz besonderer Dank meinen lieben Kollegen, Zimmergenossen und Freunden im Institut für Geologie und Paläontologie, Hannover, und meinen Kollegen am Mineralogischen Institut, Münster, die mich auf dem langen steinigen Weg zur Doktorwürde begleitet, mir geholfen, mit mir diskutiert, gelacht, gelitten und mich (im positiven Sinne) abgelenkt haben: Ute Richter, Mary Ruth Garcia, Thomas Hölker, Jens Waschkewitz, Armin Leidner, Artur Skowronek, Endres Trapp, Johannes Glodny, Manfred Richter, Sylvia Husen, Werner Bartholomäus, Marcus Buchwald, Heidi Baier und sicher noch einigen anderen, die hier nicht genannt wurden. Dankeschön an euch alle!

1. Einleitung

Mit der Untersuchung von Mikrovertebratenresten aus den Kimmeridge-Mergeln (Malm, Kimmeridgium¹), die im Kalksteinbruch der Rohstoffwerke Oker AG am Langenberg bei Goslar/Oker am Harznordrand aufgeschlossen sind, erfolgte erstmalig 1993 im Rahmen einer Diplomarbeit am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover (MUDROCH 1993) die gründliche systematische Bearbeitung von isolierten Knochenfischresten (es handelt sich dabei im Wesentlichen um die Zähne von Actinopterygiern) aus dem Mesozoikum. In dieser Arbeit und zwei folgenden Aufsätzen (MUDROCH & THIES 1996, THIES & MUDROCH 1996) konnte ein Großteil der aufgefundenen Knochenfischreste mehreren Taxa von jurazeitlichen Strahlenflossern (Osteichthyes, Actinopterygii) zugeordnet werden. Die Zähne wurden ausführlich beschrieben (MUDROCH & THIES 1996) und durch REM-Aufnahmen abgebildet, da sie in der Regel unter 1 mm groß sind. Als Grundlage diente dabei ein Material von ca. 7000 isolierten Zähnen, das aus 24 beprobten Schichten des Profils am Langenberg/Oker stammte. Bei der Zählung und schichtweisen statistischen Auswertung des Zahnmaterials stellte sich heraus, dass die Zusammensetzung der Fischfaunen in den einzelnen Schichten z. T. erheblich schwankt. Um dies zu interpretieren, wurde eine intensive Literaturstudie betrieben, vornehmlich um sich ein Bild zu machen, ob Schwankungen der Paläomilieubedingungen im ehemaligen Lebens- und Ablagerungsraum der Kimmeridge-Schichten die Ursache für die beobachteten Veränderungen im Faunenbild waren. Dabei zeigte sich, dass es eine Vielzahl von Faunenanzeigen für das norddeutsche Kimmeridgium gab, die auf aberrante Paläosalinitäten hinwiesen. Kurioserweise reichte die Bandbreite der vermuteten Salinitäten für diesen Zeitbereich von Süßwassereinflüssen bis Versalzungerscheinungen, je nach untersuchter Organismengruppe. Diese konträren Salinitätsanzeiger treten dabei nicht nur von Probe zu Probe auf, sondern sogar innerhalb ein und derselben Mikroprobe. Dieser scheinbare Widerspruch war zum damaligen Zeitpunkt mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht auflösbar. Es ergab sich also die Notwendigkeit, die Frage nach der Ursache für die vermuteten Salinitätsschwankungen und eine etwaige Eingrenzung dieser Schwankungsbreite mit geeigneten methodischen Ansätzen weiterzuverfolgen.

Der erste Gedanke war, die Untersuchung der Fischfaunen auf einen größeren zeitlichen Rahmen (Oxfordium-Tithonium) auszudehnen und demzufolge die systematische Beprobung von möglichst vielen geeigneten Oberjura-Aufschlüssen im niedersächsischen Raum auf Mikrovertebratenreste hin zu versuchen. Da mit solch einer Vorgehensweise aber eventuelle Endemismen der Fischfauna des Norddeutschen Oberjurabeckens schwer einzuschätzen gewesen wären, musste ein vom Norddeutschen Becken unabhängiges vollmarines Referenzprofil gleichen oberjurassischen Alters hinzugezogen werden, das genügend Mikrovertebraten führende Schichten aufweist und in sedimentologischer Hinsicht schon gut untersucht war. Dies alles traf zu für einen Küstenaufschluss in der Nähe der nordfranzösischen Hafenstadt Boulogne-sur-Mer (Dept. Nord/Pas-de-Calais), wo in mehreren Kliffprofilen an der Ärmelkanalküste Schichten des Oberjuras vom Kimmeridgium bis zur Jura-Kreide-Grenze aufgeschlossen sind. Eine umfassende sequenzstratigraphisch-sedimentologische Studie (PROUST et al. 1995) half zusammen mit einer intensiven Vorbeprobung bei der Auswahl der geeigneten Probenschichten und führte letztendlich zu einem reichhaltigen Material an Fischzähnen und -schuppen, das als Vergleichsmaterial für die vorliegende Studie dienen konnte.

¹ Die Unterscheidung zwischen Kimmeridge (lithostratigraphische Einheit) und Kimmeridgium (chronostratigraphische Einheit) ist im Norddeutschen Oberjurabecken deswegen sinnvoll, da die beiden Einteilungen aus Mangel an Leitfossilien oft nicht deckungsgleich benutzt werden können (GRAMANN et al 1997).

Bei der Suche nach einem von den zu erwartenden paläontologischen Befunden unabhängigen Untersuchungsansatz stießen der Betreuer dieser Arbeit, Prof. Dr. D. Thies, und der Verfasser der vorliegenden Schrift auf den Aufsatz einer anglo-skandinavischen Arbeitsgruppe von Paläontologen und Geochemikern, in der Fischreste aus dem Phanerozoikum auf ihre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse hin untersucht worden sind, um so Aussagen über die Paläosalinität ihrer Habitate zu treffen (SCHMITZ et al. 1991). Da es sich hierbei um den Test einer Hypothese handelte, wurden die einzelnen Fischfossilien vorher anhand vorhandener sedimentologischer und paläontologischer Herkunftsdaten einem von zwei aquatischen Milieus, entweder Süßwasser (freshwater) oder Meerwasser (marine), zugeordnet. Die analytischen Ergebnisse wurden dann mit diesen Aussagen verglichen und diskutiert. Als zusätzliche Kriterien wurden von den Autoren dieser Studie weitere Elementbestimmungen (Sr, Na, F, La) in den fossilen Fischzähnen vorgenommen und mit den Sr-Daten in Beziehung gesetzt. Dabei ergab sich eine große Übereinstimmung der aus den geochemischen Daten abgeleiteten Salinitätsindikationen mit den angenommenen aquatischen Milieus. Obwohl diese Methode vorerst nur qualitative Aussagen zuließ, war ihr großer Vorteil, dass sie an bioapatitischen Fischresten wie den Zähnen von fossilen Fischen durchführbar war und sich somit direkt Aussagen zur Paläosalinität der Fischhabitate treffen ließen. Damit war die geeignete Methode gefunden, mithilfe derer man sowohl eine geochemische als auch eine faunistische Salinitätsindikation an demselben Material von Mikrovertebratenresten, die ja das eigentliche Forschungsobjekt darstellen, gewinnen konnte. Ein zum überwiegenden Teil von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) finanziertes mehrjähriges Forschungsprojekt sollte nun untersuchen, ob es mithilfe der verwendeten geochemischen Methoden sowie einer faunistischen Analyse der neu aufgefundenen Mikrovertebratenvergesellschaftungen möglich ist, zu präziseren Aussagen über die Paläosalinitätsverhältnisse im Kimmeridgium Norddeutschlands zu kommen. Die Ergebnisse, die im Folgenden vorgestellt werden, bildeten den Schwerpunkt dieser Untersuchungen.

Die vorliegende Arbeit ist in drei Teile gliedert. Nach der Vorstellung der beprobten Lokalitäten und des daraus gewonnenen Materials werden zuerst die Ergebnisse der systematischen Bearbeitung der Mikrovertebratenreste in Form von Kurzbeschreibungen und kumulativen Faunenlisten vorgestellt. Dem folgt ein geochemischer Teil, der außer den Ergebnissen der Sr-Isotopen-Analysen an den Fischzähnen Ergebnisse von Analysen der Seltenen Erdelemente (REE), von $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen im Zahnphosphat und von einigen Elementbestimmungen mit der Mikrosonde an Schliffen von Zähnen vorstellt. Zuletzt folgt der palökologische Abschnitt, der auf der Grundlage der Ergebnisse des systematischen Teils Analysen der Faunenzusammensetzungen in bestimmten Probenschichten präsentiert und anschließend diese Aussagen mit den Paläomilieuindikationen der geochemischen Untersuchungen (insbesondere der Paläosalinitätsrekonstruktionen) zu einem synthetischen Bild der Paläomilieubedingungen in den unterschiedlichen behandelten Lebensräumen verknüpft. Das Schwergewicht liegt hierbei auf der Betrachtung des Lebensraums fossiler Fische im Kimmeridgium von Norddeutschland.

2. Lokalitäten, Proben, Material

2.1. Lokalitäten und Probennahme

2.1.1. Norddeutschland

Die für die vorliegende Studie beprobten niedersächsischen Lokalitäten sind überwiegend oberjurassischen Alters und in der Gegend zwischen Hannover, Harz und Wiehengebirge gelegen (Abb. 1). Aus den Aufschlüssen wurde eine große Anzahl von Pilotproben von je ca. 2 kg gezogen, um Schichten mit einem auffällig hohen Anteil von Mikrovertebratenresten herauszufiltern. Nach der Durchsicht der Pilotproben wurden die Aufschlüsse zur Gewinnung von Großproben (von je ca. 15 kg Gewicht) ausgewählt. Bei den beprobten Sedimenten handelt es sich im Wesentlichen um tonige und kalkige Mergel und Mergelkalksteine mit schwankenden Kalkgehalten und vereinzelt höheren Dolomitgehalten. Nur vereinzelt wurden auch Kalksteine in die Untersuchung mit einbezogen. Die Probenmenge betrug hier aber nur wenige Kilogramm pro Probe. Die Darstellungen der Profile von den beprobten Lokalitäten sind in Anhang A aufgeführt.

- **Dielmissen**; Weganschnitt am Fuß der Ith-Klippen nordwestlich Dielmissen (joH/KO, Grenzbereich Heersumer Schichten-Korallenoolith, Oxfordium). Ein fossilreicher Horizont einer korallenhaltigen Mergel-Fazies beprobt. TK 25, Blatt 4023 Eschershausen, R 3543000, H 5761280. Lit.: SCHÜLKE (1997), ZAWISCHA & SCHORMANN (1994).
- **Hainholz**; Steinbruch am Hainholz/Osterwald, südwestlich Kloster Wülfinghausen (joKO, obere Korallenbank, Oxfordium; außerdem isolierte Schichtpakete des höheren Malms, joKI?-joE, Kimmeridgium-Tithonium). Ein fossilreicher Horizont einer riffnahen Mergel-Fazies in der oberen Korallenbank und eine als marines Bonebed ausgebildete Kalksteinbank, die vermutlich dem Eimbeckhäuser Plattenkalk (joE) zuzuordnen ist, beprobt. TK 25 Blatt 3823 Eldagsen, R 35 45 050, H 57 78 150. Lit.: BERTLING (1989), GRAMANN et al. (1975), PLOTE (1959), REUTER (in Vorb.).
- **Hirschkopf**; ehemaliger Steinbruch am Westhang des Hirschkopfs im Deister, N Springe (joox, KO, *florigemma*-Bank, Oxfordium). Ein fossilreicher Horizont einer riffnahen Mergel-Fazies mit ca. 100 kg beprobt. TK 25 Blatt 3728 Springe, R 35 37 120, H 57 89 440. Lit.: HOYER (1965), SCHÜLKE & HELM (2000).
- **Holzen I**; aufgelassener Tagebau am Wintjen-Berg östlich Holzen/Ith (joKI(u-m), unterer und mittlerer Kimmeridge, Unterkimmeridgium). Ein fossilreicher Horizont im unteren Kimmeridge beprobt. TK 25, Blatt 4024 Alfeld (Leine), R 3548250, H 5755150. Lit.: HERRMANN (1971), SCHMIDT (1955).
- **Holzen II**; alte Tagebauwand (Tagebau Auguste Viktoria) neben Stollen Gustav, Asphaltkalksteinbrüche der DASAG östlich Holzen/Ith (joG-joE?, *Gigas*-Schichten bis Eimbeckhäuser Plattenkalk?, Untertithonium). Neuerdings wird diese Alterseinstufung angezweifelt und aufgrund von Neubearbeitungen historischer Ammonitenfunde ein Oberkimmeridgium-Alter (*autissiodorensis*-Zone, *irius*-Subzone) für diesen Profilabschnitt angenommen (SCHWEIGERT 1999). 4 Horizonte in den *Gigas*-Schichten und einer in den Eimbeckhäuser Plattenkalken ? beprobt. TK 25, Blatt 4024 Alfeld (Leine), R 3547850, H 5755775. Lit.: HERRMANN (1971), SCHMIDT (1955).

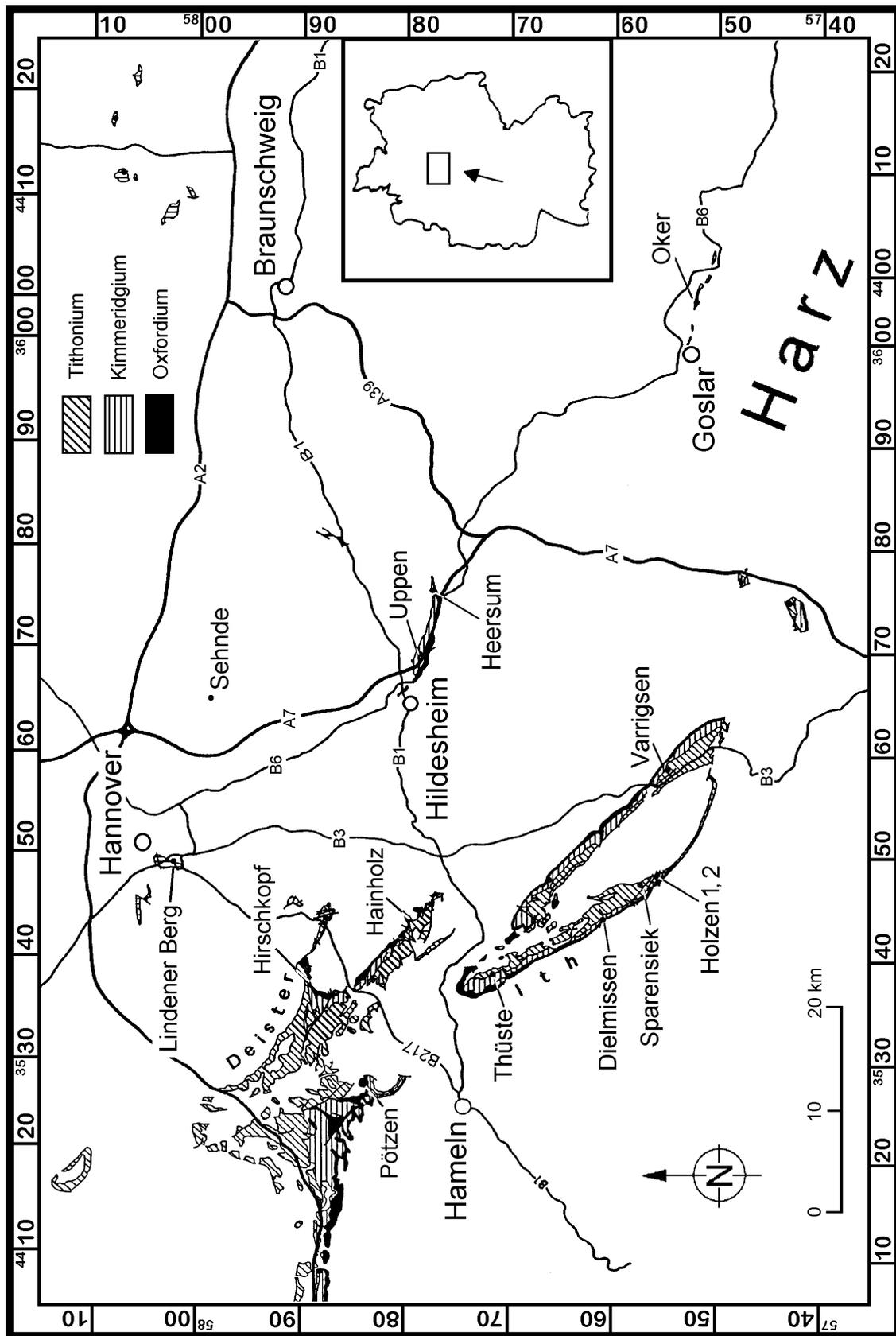


Abb. 1 Lage der beprobten norddeutschen Lokalitäten mit Kennzeichnung der Oberjura-Ausstriche.

- **Oker**; Steinbruch der Kalkwerke „Rohstoffbetriebe Oker“ im Langenberg 5 km östlich Goslar (joKI, Kimmeridge, Unterkimmeridgium). 24 Horizonte vom unteren bis zum oberen Kimmeridge beprobt. TK 25, Blatt 4029 Vienenburg, R 3603175, H 5753075. Lit.: AHRENS (1987), FISCHER (1991), MUDROCH (1993), MUDROCH & THIES (1996).
- **Pötzen**; ehemaliger Kalksteinbruch am Hohenacken bei Pötzen im Süntel (joKO-joKI, Korallenoolith bis Kimmeridge, Oxfordium-Unterkimmeridgium?). 5 Horizonte im unteren Kimmeridge? beprobt. TK 25 Blatt 3728 Hameln, R 35 25 900, H 57 81 500. Lit: GRAMANN et al. (1975), SCHULZE (1975).
- **Sparensiek**; aufgelassener Gipssteinbruch am Sparensiek bei Holzen/Ith (joM(m), Mittlerer Münder Mergel, Obertithonium). 2 gipsreiche Mergel-Zwischenlagen beprobt. TK 25, Blatt 4024 Alfeld (Leine), R 3546650, H 5757650. Lit.: ENTENMANN et al. (1983), HERRMANN (1971), JORDAN (1994).
- **Thüste**; Werksteinbruch Schütte östlich Thüste (joM(m), Mittlerer Münder Mergel, Obertithonium). 5 Horizonte beprobt. TK 25, Blatt 3923 Salzhemmendorf, R 3545050, H 5761650. Lit.: DÖRHÖFER (1974), JAHNKE & RITZKOWSKI (1980).
- **Uppen**; Nordwand des Einschnitts der Bundesautobahn 2 bei Achtum-Uppen zwischen AB-Kilometer 183,2 und 183,7 ca. 4 km östlich Hildesheim (joKO(o)-joKI(u), oberer Korallenoolith? bis unterer Kimmeridge, Unterkimmeridgium). 6 Horizonte beprobt. TK 25, Blatt 3826 Dingelbe, R 3569300, H 5778700. Lit.: DUFFIN & THIES (1997), GRAMANN & LUPPOLD (1991), WEIB (1995).
- **Varrigsen**; aufgelassener Steinbruch am Hopfenberg nordöstlich Varrigsen (joKI(o)?-joG, Ober-Kimmeridge? bis *Gigas*-Schichten, Kimmeridgium-Untertithonium). 3 Horizonte in den *Gigas*-Schichten beprobt. TK 25, Blatt 4025 Freden (Leine), R 3558025, H 5755250. Lit.: HARMS (1984).

Zusätzlich wurden Fischzähne aus drei weiteren Lokalitäten in die Untersuchungen mit einbezogen. Dieses Material, das vorwiegend für Sr-geochemische Analysen verwendet wurde, stammt aus den folgenden z. T. nicht mehr zugänglichen Lokalitäten:

- **Hannover**; ehemalige Steinbrüche am Lindener Berg in Hannover (joKO-KI, Korallenoolith bis Kimmeridge, Oxfordium-Unterkimmeridgium). Proben aufbewahrt in der Sammlung des GPH. TK 25, Blatt 3624 Hannover, ca. R 3548000, ca. H 5803500. Lit.: DIETZ (1959), SCHÖNDORF 1909, STRUCKMANN (1878).
- **Heersum**; ehemaliger Heersumer Gemeindesteinbruch südöstlich Wendhausen (joH, Heersumer Schichten, Typus-Lokalität). Zähne aus Vorprobe (ca. 2 kg) entnommen. TK 25, Blatt 3826 Schellerten, R 3575120, H 5777360. Lit.: LUTZE (1960), SIEGFRIED (1952), VINKEN (1974).
- **Sehnde**; temporärer Aufschluss am Mittellandkanal in Sehnde bei Hannover (kuWd2?, Berriasium, Unterkreide). Einige Zähne aus kieselig gebundenem Bonebed gewonnen. TK 25, Blatt 3625 Lehrte, R 3566900, H 5797350. Lit.: BEUTLER et al. (1996).

Außer diesen Lokalitäten wurden im Zuge der Voruntersuchungen im Frühjahr und Sommer 1995 auch noch die Lokalitäten **Wendhausen** (ehem. Steinbruch am Wendser Berg SE Wendhausen, 8 km SE Hildesheim, joH, TK 25, Blatt Dingelbe, R 3573610, H 5777020; LUTZE 1963, SIEGFRIED 1952), **Segelhorst** (Steinbruch am Riesenberg NE Segelhorst im Süntel, nahe Hessisch Oldendorf, joKO-joKI, TK 25 Blatt 3721 Auetal, R 3519850, H 5785350; SCHÜLKE 1993) und **Völksen** (ehem. Steinbruch bei Völksen im Deister, joKO/joE, TK 25, Blatt Springe, R 3543740, H 5787650; SCHÖNDORF 1914, SCHÖNFELD 1979) für eine etwaige Untersuchung beprobt. Das Material erwies sich aber in diesen Fällen für eine Bearbeitung als unzureichend.

2.1.2. Nordfrankreich

Für eine vergleichende Betrachtung der nordwestdeutschen Mikroreste in faunistischer, palökologischer und stratigraphischer Hinsicht bedurfte es eines gleich alten Mikrovertebratenmaterials, das aus einem normalmarinen Milieu stammt. Für die Gewinnung

eines solchen Materials wurde ein oberjurazeitliches Küstenprofil des Boulonnais zwischen Boulogne-sur-Mer und Wimereux (im weiteren als Lokalität **Boulogne** bezeichnet) ausgewählt. Diese Lokalität befindet sich an der französischen Ärmelkanalküste zwischen Boulogne-sur-Mer und Ambleteuse im Dept. Nord-Pas de Calais (Nordfrankreich) ca. 20 km südwestlich von Calais (Abb. 2a,b). Nach der Auswertung einer umfangreichen Vorprobenserie wurden über das gesamte erschlossene Profil (Kimmeridgium, *mutabilis*-Zone bis Tithonium, *glaucolithus*-Zone) 24 Schichten ausgewählt, aus denen insgesamt ca. 500 kg an Großproben gewonnen wurden (Profil siehe Anhang B). Bei den beprobten Sedimenten handelt es sich im Wesentlichen um tonig-sandige Kalkmergelsteine, die u. a. auch als kleine Bänke in den überwiegend tonigen Schwarzschieferserien (Argiles de Chatillon, Argiles de la Crèche, Argiles de Wimereux) auftraten und nach FÜRSICH & OSCHMANN (1986) zum Teil als Sturmlagen (Tempestite) gedeutet werden können. Sie wurden auf dem Schelf einer steilen Karbonatrampe abgelagert, die sich als Schwelle zwischen dem Englischen und dem Pariser Becken erhob (OSCHMANN 1985, PROUST et al. 1995). In den Kalk-Mergel-Folgen der Calcaire du Moulin Wibert (CMW) wurden sandige Mergelsteine mit wechselndem Kalkgehalt beprobt. Eine der beprobten Schichten, eine mergelige Zwischenschicht aus der Sandsteinfolge der Grès de la Crèche (Tithonium), gehört nicht dem normalmarinen Sedimentationsbereich an, sondern lässt sich nach PROUST et al. (1995) dem estuarinen Milieu zuordnen.

2.2. Probenaufbereitung

2.2.1. Chemische Aufbereitung der Großproben

Die Aufbereitung der Großproben erfolgte mit einer 5%igen Essigsäurelösung, um die Mergelgesteine zu schlämmen und ihren Kalkgehalt zu entfernen. Bei sehr tonigen Sedimenten wurde die Probe zuerst getrocknet, einmal mit verdünntem H₂O₂ (ca. 10%ig) geschlämmt, danach gesiebt und erst dann mit Essigsäure weiterbehandelt. Sehr kalkige Großproben wurden beim ersten Mal mit 10%iger Essigsäure bzw. Ameisensäure behandelt. Kalksteine wurden ausschließlich mit 10%iger Essigsäure behandelt, allerdings wurde bei einer Dauerbehandlung die Lösung mit Tri-Ca-Phosphat versetzt, um evtl. freigelegte apatitische Reste vor Säureeinwirkungen zu schützen. Die geschlammten Proben wurden mit einem Sieb der Maschenweite 0,3 mm gesiebt. Die so erhaltenen schwer löslichen Rückstände wurden getrocknet und in Polyethylenbeutel abgefüllt.

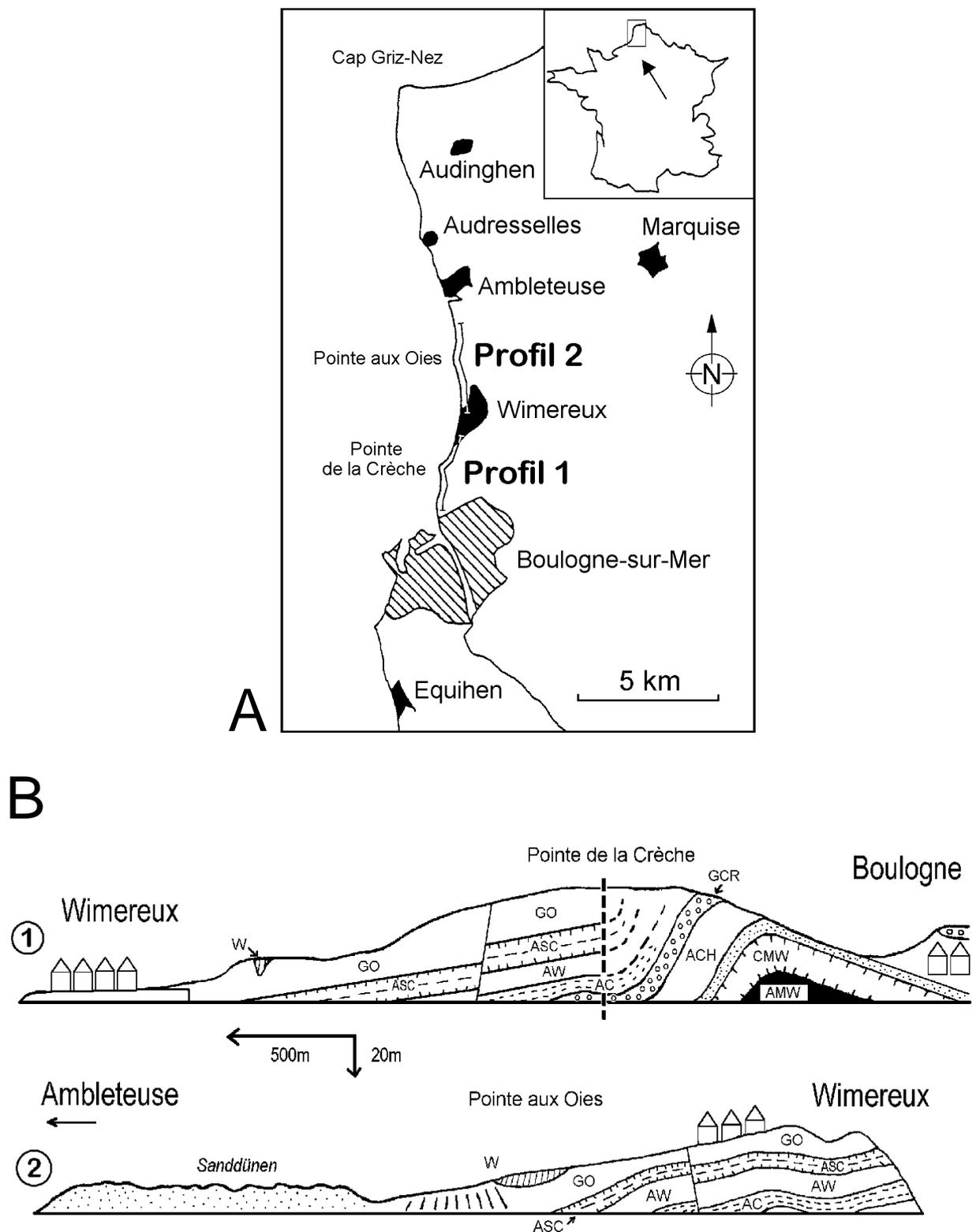


Abb. 2 **A** - Geographische Skizze der Gegend um Boulogne-sur-Mer (Nordfrankreich, Dept. Nord/Pas-de-Calais) mit Lage der beiden beprobten Profilabschnitte des Küstenaufschlusses zwischen Boulogne, Wimereux und Ambleteuse (nach PROUST et al (1995)). **B** - Kliffprofil der beiden beprobten Küstenabschnitte (umgezeichnet nach AGER & WALLACE 1966). Lithologische Einheiten: AC: Argiles de la Crèche, ACH: Argiles de Chatillon, AMW: Argiles du Moulin Wibert, ASC: Assises de Croi, AW: Argiles de Wimereux, CMW: Calcaires du Moulin Wibert, GCO: Grès et Sables de Connichun, GCR: Grès de la Crèche, GO: Grès des Oies, W: Wealden.

2.2.2. Schweretrennung von Lösungsrückständen

Wenn die gewonnenen Lösungsrückstände noch zu voluminös waren (Gewichte ab ca. 50 g), wurden diese einer Schweretrennung mittels Bromoform unterzogen. Hierbei sammeln sich die apatitischen Mikrovertebratenreste in der schweren Fraktion an und werden von der Masse der leichten Mineralkomponenten des Schlämmrückstands getrennt. Bei den bislang bearbeiteten Mergeln und Kalksteinen aus Norddeutschland lag das Gewicht der Lösungsrückstände immer deutlich unter 500 g. Bei einigen Sedimentproben aus der Lokalität Boulogne ergaben sich aufgrund hohen Sandgehalts (meist als Quarzsand) sehr voluminöse Lösungsreste, die bis zu 4 kg schwer waren. Der Sand konnte nicht abgesiebt werden, da er im selben Korngrößenspektrum wie viele der Wirbeltierreste vorlag. Es blieb als Separationsmethode kaum eine andere Möglichkeit als die Schweretrennung. Die Scheidetrichter, die normalerweise für die Trennung von Schwermineralen eingesetzt werden, sind für eine zu trennende Probenmenge von 5-10 g ausgelegt (BOENIGK 1983). Sie haben an ihrer breitesten Stelle einen Durchmesser von 7-10 cm, laufen nach unten konisch zu und sind meist oben halbkugelförmig geschlossen mit einer kleinen Einfüllöffnung. Sie haben ein Volumen von 300-500 ml und werden zumeist mit 200-300 ml Schwereflüssigkeit gefüllt. Probenmengen von mehr als 10 g führen zu quantitativ unvollständigen Abtrennungen der Vertebratenreste, die aufgrund ihrer organischen Herkunft sehr viel hohlraumreicher als anorganische Mineralisate sind und deshalb einen gewissen Auftrieb erzeugen. Auf solchen Anlagen ist die Bearbeitung von großvolumigen Lösungsrückständen wie denen aus Boulogne zu zeitaufwendig und erhöht für den Bearbeiter auch in erheblichem Masse die Expositionsdauer gegenüber der giftigen und kanzerogenen Trennflüssigkeit Bromoform (gleiches gilt auch für andere Trennmittel wie Na-Polywolframat oder Di-Jodmethan).

Es wurde deshalb eine modifizierte Trennanlage gebaut (Abb. 3), die durch ihre Dimensionierung besser mit größeren Probenmengen fertig wird. Durch einen erheblich vergrößerten Scheidetrichter (30 cm Durchmesser an der Öffnung, 25 cm Höhe bis zum ersten Hahn) verteilt sich die leichte Fraktion der Probe nun auf eine größere Oberfläche der Schwereflüssigkeit. Der neu konzipierte Scheidetrichter wurde mit einem Fassungsvermögen von maximal fünf Litern Trennmittel auf eine Probenmenge von 50-100 g ausgelegt, erlaubt aber selbst bei 200 g noch eine halbwegs vollständige Trennung des Lösungsrückstandes bei halbem Zeitaufwand. Die gesamte Apparatur ist 63 cm hoch und hat eine effektive Trennhöhe von ca. 55 cm. Das Glas ist so verstärkt, dass es eine Füllung von 5 l Schwereflüssigkeit ohne Probleme fassen kann, da eine solche Menge an Bromoform ca. 14 kg wiegt. Die Wegstrecke zwischen den zwei angebrachten Hähnen beträgt ca. 20 cm mit einem inneren Querschnitt des Glasrohrs von 1 cm. Der Durchlass der Hähne ist 8 mm breit, wodurch die Korngröße des zu trennenden Substrats limitiert wird. Der maximale Korndurchmesser sollte 2 mm nicht überschreiten, um ein Verstopfen der Anlage zu vermeiden. Ein minimaler Korndurchmesser ist zwar nicht so entscheidend, die bisherigen Erfahrungen zeigen aber, dass Fraktionen mit Korngrößen unter 0,1 mm nur schwer aus dem Trichter zu waschen sind. Proben mit solch feinen Fraktionen lassen sich einfacher auf den herkömmlichen kleineren Anlagen separieren. Dazu ist es sinnvoll, den zu trennenden Lösungsrückstand vorher durch Trockensieben in vier Fraktionen aufzuteilen (eine <0,1 mm, eine von 0,1-1 mm, eine von 1-2 mm und eine >2 mm Korndurchmesser) und diese getrennt zu bearbeiten. Die Fraktion <0,1 mm sollte in Standardscheidetrichtern getrennt und die Fraktion >2 mm per Hand ausgelesen werden. Eine Zweiteilung der verbleibenden Fraktion zwischen 0,1 und 2 mm ist sinnvoll, weil man somit eine dichte Packung des Trennguts über den Hähnen und damit deren Verstopfung verhindert. Die getrennten Fraktionen (schwere und leichte) werden wie in der herkömmlichen Trennanlage mit einer Filtertrichter-Saugflaschen-

Kombination aufgefangen, wobei die Saugflasche allerdings 3 l Volumen und der Filtertrichter einen Öffnungsquerschnitt von 12 cm hat. Verwendet werden Rundfilter mit 24 cm Durchmesser, die eine Probenmenge bis 200 g sicher aufnehmen können. Bei so voluminösen Probenmengen muss die Suspension allerdings häufiger umgerührt werden und evtl. etwas länger im Trennprozess verweilen. Allgemein ist das Durchrühren der Probe in der Schwereflüssigkeit für die möglichst vollständige Abtrennung von Wirbeltierresten nicht so relevant wie die Verweildauer der Probe in der Flüssigkeit. Das Stehenlassen der Probe für ca. 1-2 Std. hat sich dabei bisher bewährt. Die bisher mit dieser Anlage gemachten Erfahrungen beziehen sich ausschließlich auf die Verwendung von Bromoform als Trennmittel, sind aber übertragbar auf andere Schwereflüssigkeiten.

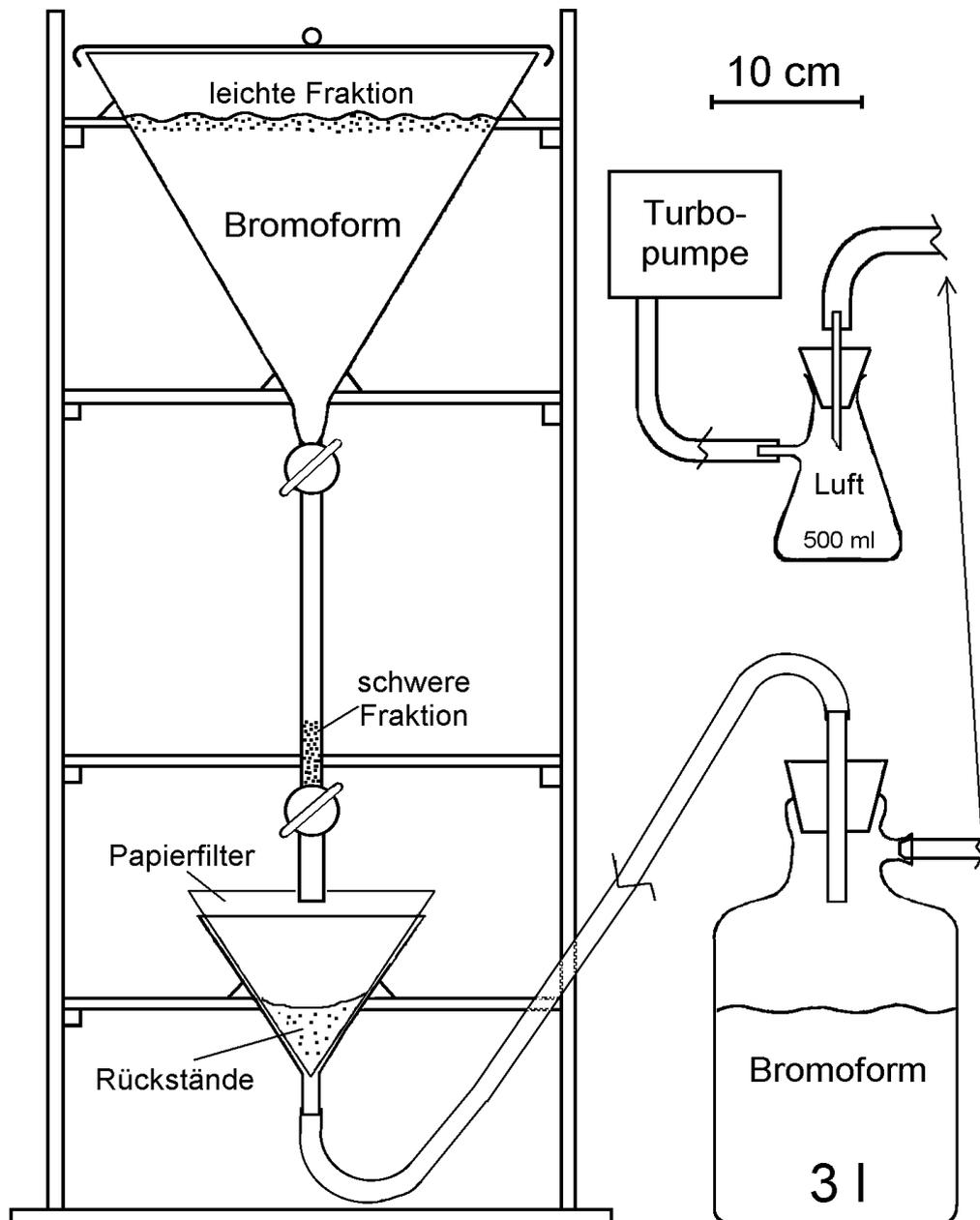


Abb. 3 Skizze der neuentwickelten Bromoformtrennanlage für voluminöse Probenmengen.

2.3. Material

2.3.1. Auslesen der Vertebratenreste

Aus den nach dem Schlämmen und der Schwereretrennung erhaltenen Rückständen wurden mittels eines Binokulars manuell sämtliche Vertebratenreste ausgelesen. Die ausgelesenen Vertebratenreste wurden in Franke-Zellen (Giessener Format) oder bei zu großen Objekten in Polystyrolbehältern (Vials) aufbewahrt. Aus diesen wiederum wurden die für diese Studie nicht verwertbaren Objekte (Knochenfragmente, Wirbelkörper, Knochenfischschuppen) vom taxonomisch verwertbaren Material getrennt. Dieses Material bestand fast ausschließlich aus den Kieferzähnen und den Schuppen von Knorpelfischen (Elasmobranchier) sowie den Kiefer- und Branchialzähnen von Knochenfischen (Actinopterygier). Auch Zähne von Tetrapoden (Reptilien i. w. S., Meereskrokodile), die zu einem bestimmten Prozentsatz in den Proben enthalten sind, wurden separiert und im Falle der Zähne eines atoposauriden Krokodils (cf. *Theriosuchus* sp., THIES et al. 1997) eingehender untersucht. Mikroreste, die als zu kleine Fragmente vorlagen, wurden von dem taxonomisch verwertbaren Material abgetrennt und in separaten Zellen als sog. **Zahnfragmente** aufbewahrt.

2.3.2. Untersuchte und dokumentierte Vertebratenreste

Insgesamt wurde ein Material von ca. 20.000 taxonomisch verwertbaren Mikrovertebratenresten geborgen. Davon stammt ungefähr die Hälfte aus den norddeutschen und die andere Hälfte aus den nordfranzösischen Proben. Das Belegmaterial dieser Studie wird in der Sammlung des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover (GPH) aufbewahrt. Für die geochemischen Untersuchungen wurden dem Material Zähne von Knochenfischen, Kieferzähne von Knorpelfischen und einige Krokodilzähne entnommen. Ausgewählte Mikroreste, die taxonomisch und taphonomisch relevante Merkmale in besonders gut ausgeprägter Weise zeigen, wurden mit Rasterelektronenmikroskopen an den Universitäten Göttingen, Marburg und Tübingen untersucht und fotografiert.

2.4. Liste der verwendeten Abkürzungen

2,5n, 6n	= 2,5 bzw. 6 normal (Normalitätswerte der verwendeten Salzsäure)
Δ	= Differenz
AC	= Argiles de la Crèche (Oberjura-Formation des Boulonnais)
ACH	= Argiles de Chatillon (Oberjura-Formation des Boulonnais)
ADF	= acid dissolvable fraction; säurelösliche Fraktion eines Gesteins
AF	= Akkumulationsfaktor für ein beliebiges chemisches Element (Elementgehalt im Gewebe in ppm/Elementgehalt im Wasser in mg/l)
AMW	= Argiles du Moulin Wibert (Oberjura-Formation des Boulonnais)
ASC	= Assises de Croi (Oberjura-Formation des Boulonnais)
AW	= Argiles de Wimereux (Oberjura-Formation des Boulonnais)

BGR	= Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
BSPHG	= Bayerische Staatssammlung für Geologie und Paläontologie, München
$C_{fw,sw}$	= concentration, Konzentration von Sr in Süß- bzw. Salzwasser
Ca/P_{gew}	= gewichtsbezogenes Ca/P-Verhältnis
Ca/P_{mol}	= molares bzw. atomares Ca/P-Verhältnis ($Ca/P_{gew} / 1,3$)
CFA	= Karbonat-Fluor-Apatit, fossiler Bioapatit (Minerale: Francolit, Dahllit)
cHAP	= karbonatisierter Hydroxylapatit, Bioapatit
CMW	= Calcaires du Moulin Wibert (Oberjura-Formation des Boulonnais)
Fe/Ca	= gewichtsbezogenes Fe/Ca-Verhältnis $\times 1000$
GCR	= Grès de la Crèche (Oberjura-Formation des Boulonnais)
GPH	= Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover
H_2O^{***}	= dreifach destilliertes, purifiziertes Wasser
HAP	= Hydroxylapatit, abiogen
HCl^{***}	= dreifach destillierte, purifizierte Salzsäure
HREE	= high rare earth elements; schwere Seltene Erden (Gd-Lu)
IR	= insoluble residue; nicht säurelöslicher Rückstand eines Gesteins
JME	= Jura-Museum Eichstätt
joE	= Eimbeckhäuser Plattenkalk, Oberjura-Formation
joG	= <i>Gigas</i> -Schichten, Oberjura-Formation
joH	= Heersumer Schichten, Oberjura-Formation
joKI	= Kimmeridge-Schichten, Oberjura-Formation
joKO	= Korallenoolith, Oberjura-Formation
joM	= Münder Mergel, Oberjura-Formation
kuWD	= Wealden-Schichten, Unterkreide-Formation
K/Ca	= gewichtsbezogenes K/Ca-Verhältnis $\times 1000$
LREE	= light rare earth elements; leichte Seltene Erden (La-Eu)
Ma b. p.	= million years before present; Millionen Jahre vor heute
Mg/Ca	= gewichtsbezogenes Mg/Ca-Verhältnis $\times 1000$
MHNL	= Muséum d'Histoire Naturelle, Lyon
MOR	= Mid Ocean Ridge; Mittelozeanischer Rücken
MREE	= middle rare earth elements; mittelschwere Seltene Erden (Sm-Tb)
MT	= Morphotyp, Formtyp
n	= Anzahl von Datenpunkten

Na/Ca	= gewichtsbezogenes Na/Ca-Verhältnis $\times 1000$
NASC	= North American Shale Composite; normierter Gehalt an Haupt- und Spurenelementen in einem Standard-Tonstein zusammengesetzt aus mehreren Analysen an Tonsteinen aus Nordamerika, nach GROMET et al. (1984)
NBS	= National Bureau of Standards, USA
ND	= Norddeutschland
NHML	= Natural History Museum, London
OZ	= Oralzähne der Elasmobranchier
ppb	= parts per billion, ng/g
ppm	= parts per million, $\mu\text{g/g}$
ppt	= parts per thousand, mg/g (entspricht ‰)
PS	= Placoidschuppen der Elasmobranchier
r	= Korrelationskoeffizient nach Pearson, Formel siehe HARTUNG & EBELT (1995)
$R_{\text{fw,sw}}$	= ratio, Sr-Isotopenverhältnis im Süß- bzw. Salzwasser
r^2 (R^2)	= Bestimmtheitsmaß, Quadrat des Pearson'schen Korrelationskoeffizienten r
Rb/ K_{gew}	= gewichtsbezogenes Rb/K-Verhältnis $\times 1000$
Rb/ K_{mol}	= molares bzw. atomares Sr/Ca-Verhältnis $\times 1000$ ($Rb/K_{\text{gew}} / 2,19$)
REE (SEE)	= Rare Earth Elements (Seltene Erden), die 14 Elemente der Lanthanid-Reihe (La^{57} - Yb^{70}) im Periodensystem der Elemente
S_{ppt}	= Salinität in ppt
Sr/ Ca_{gew}	= gewichtsbezogenes Sr/Ca-Verhältnis $\times 1000$
Sr/ Ca_{mol}	= molares bzw. atomares Sr/Ca-Verhältnis $\times 1000$ ($Sr/Ca_{\text{gew}} / 2,19$)
SST	= sea surface temperature; Jahresmitteltemperatur des Oberflächenwassers
Stdabw.	= Standardabweichung, Quadratwurzel der Varianz
$T_{\text{°C}}$	= Temperatur in Grad Celsius
TUCLP	= Paläontologische Sammlung des Geologischen Instituts, Technische Universität Clausthal
VSMOW	= Vienna standard mean ocean water, mittlere isotopische Zusammensetzung des Meerwassers, als Standard durch die Internationalen Atomenergiebehörde in Wien festgelegt

3. Systematische Paläontologie

3.1. Bemerkungen zur Taxonomie von Mikrovertebratenresten

Das Material an taxonomisch verwertbaren Mikroresten wurde so weit dies möglich war systematisiert. Da sich diese Studie im Wesentlichen auf die Zähne von Knochenfischen (Actinopterygier) konzentriert, wurde ihnen bei der taxonomischen Arbeit die größte Aufmerksamkeit gewidmet. Da aber die geochemischen Untersuchungen nicht nur an Knochenfischzähnen, sondern auch an Kieferzähnen von Knorpelfischen (Elasmobranchier) durchgeführt wurden und auch im palökologischen Teil dieser Arbeit die untersuchten Knochenfischfaunen sinnvollerweise mit den koexistierenden Knorpelfischfaunen verglichen werden müssen, war zumindest eine vorläufige taxonomische Bestimmung der im vorliegenden Material enthaltenen Knorpelfische unabdingbar. Einer endgültigen Bearbeitung dieser Faunen wird damit aber nicht vorgegriffen. Die während dieser Studie neu hinzugekommenen Tetrapodenreste, fast ausschließlich Reptilienzähne, wurden mit Ausnahme von Zähnen kleiner Krokodile bis auf weiteres nicht systematisiert.

Die bereits aus vorherigen Untersuchungen (MUDROCH 1993, MUDROCH & THIES 1996, THIES & MUDROCH 1996) vorhandenen und die neu gewonnenen Knochenfischfaunen wurden über den Vergleich mit artikulierten Exemplaren von oberjurassischen Knochenfischen bestimmt. Dabei handelt es sich zum großen Teil um Exemplare aus den kimmeridge- bis tithonzeitlichen Plattenkalkvorkommen in den Regionen Kelheim-Eichstätt-Solnhofen (Bayern, Süddeutschland) und Cerin (Dept. Ain, Südfrankreich), aber auch um isolierte Kiefer aus dem Norddeutschen Oberjura-Becken. Dieses Material wurde in den folgenden Museen und Sammlungen eingesehen:

Plattenkalk-Fische

- Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, München
- Jura-Museum Eichstätt
- Muséum d'Histoire Naturelle, Lyon
- Natural History Museum, London

Norddeutsches Belegmaterial

- Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Georg-August-Universität Göttingen
- Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Hannover
- Sammlung der BGR und des Niedersächsischen Landesamts für Bodenforschung, Hannover
- Natural History Museum, London

Die Bestimmung der Elasmobranchier-Taxa (Placoidschuppen und Kieferzähne) erfolgte für das neu hinzugekommene Material ausschließlich über Literaturvergleiche. Das bereits bearbeitete Material (THIES 1995, BUCHWALD 1995, DUFFIN & THIES 1997, THIES & CANDONI 1998) aus den Lokalitäten Oker und Uppen wurde jedoch von den jeweiligen Autoren, ähnlich wie bei den Knochenfischen, über den Vergleich mit artikulierten und zugeordneten Knorpelfischen aus den süddeutschen und südfranzösischen kimmeridge-/tithonzeitlichen Plattenkalken bestimmt. Die Zuordnung der neuen Elasmobranchier-Reste zu bestimmten Taxa wurde freundlicherweise von D. THIES und A. LEIDNER überprüft und als vorläufige Einordnung unter Vorbehalt akzeptiert. Bei den Elasmobranchier-Taxa wird unterschieden, ob sie auf Morphotypen von Zähnen oder von Placoidschuppen basieren.

Auf eine ausführliche systematische Beschreibung der taxonomisch zugeordneten Zahnmorphotypen wird hier verzichtet, da es ausführliche Beschreibungen für die meisten Taxa schon an anderer Stelle gibt (BUCHWALD 1995, CAPETTA 1987, 1992, CAVIN et al. 1995, DUFFIN & THIES 1997, MUDROCH 1993, MUDROCH & THIES 1996, THIES 1983, 1985, 1991, 1993, THIES & CANDONI 1998, THIES et al. 1997). Die identifizierten Taxa, auch die wenigen neuen, werden lediglich in Kurzbeschreibungen für die systematisch zugeordneten Zahnmorphotypen vorgestellt. Ausführlichere Beschreibungen für die neu hinzugekommenen Taxa erfolgen zu einem späteren Zeitpunkt, wenn der Bearbeitungsstand der Faunen besser ist. Bei den Actinopterygiern sind nur wenige Taxa seit der systematischen Bearbeitung der Knochenfische aus der Lokalität Oker (MUDROCH 1993, MUDROCH & THIES 1996, THIES & MUDROCH 1996) neu hinzugekommen. Für die Elasmobranchier-Reste können hier kaum Aussagen getroffen werden, da ihre Bearbeitung weitestgehend in anderen Händen liegt (D. THIES, A. LEIDNER) und diese noch nicht abgeschlossen ist. Die systematische Einordnung der aufgefundenen Placoidschuppen wird zwar hier soweit vorhanden in die systematische Auflistung aufgenommen, aber nicht eingehender betrachtet. Ihre Bearbeitung liegt ausschließlich in den Händen von A. LEIDNER und kann hier nicht näher diskutiert werden. Beschreibungen und Abbildungen von Holotypen der hier vorliegenden Taxa finden sich bei LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999). THIES (1995) beschreibt einige der isolierten Placoidschuppen, die aus dem vorliegenden Material stammen, und bildet sie ab. Die systematische Gliederung der Kurzbeschreibungen folgt für die identifizierten Elasmobranchier-Taxa weitestgehend CAPETTA (1987), verändert durch Studien von DUFFIN & WARD (1993) und MAISEY (1975) und für die identifizierten Actinopterygier-Taxa weitestgehend MUDROCH & THIES (1996), verändert durch Studien von GRANDE & BEMIS (1998) und NURSALL (1996).

Die in den norddeutschen und nordfranzösischen Probenschichten identifizierten Fischtaxa wurden zu Faunenlisten (Kap. 3.3. und 3.4.) zusammengestellt. Die Faunen der norddeutschen Lokalitäten werden getrennt für die Zeitabschnitte Oxfordium, Kimmeridgium (eine genauere Unterteilung ist zurzeit noch nicht sinnvoll, GRAMANN et al. 1997) und Tithonium (unterteilt in *Gigas*-Schichten, Eimbeckhäuser Plattenkalk und Münder Mergel) betrachtet. Für die nordfranzösische Lokalität Boulogne wird eine kumulative Faunenliste für alle beprobten Formationen (Argiles du Moulin Wibert, Calcaires du Moulin Wibert, Argiles de Chatillon, Argiles de la Crèche, Argiles de Wimereux und Assises des Croi) aus dem euhalinen Milieu aufgeführt, da sich die Faunen dieser Proben nicht wesentlich voneinander unterscheiden. Nur für die Probe aus den estuarinen Ablagerungen der Grès de la Crèche (GCR 1) wird eine eigene Liste aufgeführt, da die Zusammensetzung dieser Fauna signifikant von den anderen abweicht.

3.2. Systematische Kurzbeschreibungen

Klasse Chondrichthyes (Unterklasse Elasmobranchii)

3.2.1. Ordnung Hybodontiformes

3.2.1.1. Familie Hybodontidae

Hybodus [Taf. 1, Fig. 6]

Der einzige im vorliegenden Material auffindbare Morphotyp dieser Gattung wurde *Hybodus* sp. zugeordnet und beinhaltet Zähne von 2-15 mm Größe, die eine fünfspitzige Zahnkrone aufweisen, deren mittlere Spitze (Hauptspitze) deutlich länger ist als die anderen. Die Kronen

haben einen scharfen mesiodistalen Grat und eine Ornamentierung mit senkrechten Schmelzgraten, die nicht apikad zusammenlaufen (Taf. 1, Fig. 6a). Im Querschnitt ist die Hautspitze auf der labialen Seite deutlich schwächer konvex gewölbt als auf der lingualen (Taf. 1, Fig. 6b). DUFFIN & THIES (1997) geben eine ausführlichere Beschreibung dieses Morphotyps.

Placoidschuppen der Gattung *Hybodus* lassen sich im vorliegenden Material mehreren Arten zuordnen und sind in LEIDNER (1997), LEIDNER & THIES (1999) und THIES (1995) genauer beschrieben und abgebildet.

3.2.1.2. Familie Acrodontidae

Asteracanthus [Taf. 1, Fig. 1]

Zähne dieses Morphotyps wurden nicht in den Mikrovertebratenresten gefunden, sondern stammen ausschließlich aus früheren Aufsammlungen in Schichten des Oxfordiums von Niedersachsen, die in der Sammlung des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover aufbewahrt werden. Dieser Morphotyp, der unter Vorbehalt dem acrodontiden Hai *Asteracanthus ornatissimus* AGASSIZ 1837 zugeordnet wurde, beinhaltet Zähne bis 50 mm Größe und liegt überwiegend als Zahnfragmente oder isolierte Kronen vor. Die Kronen sind flach, da sie zu Quetschzähnen gehören, besitzen in der Mitte einen leicht hervortretenden Apex (Taf. 1, Fig. 1a) und weisen auf der Okklusalfäche ein Ornament aus vernetzten Graten und Foramina auf. Im Querschnitt der Krone zeigen sich Dentinkanäle, die von der Kronenbasis apikad durch das Enameloid bis zu den Foramina verlaufen (Taf. 1, Fig. 1b; deutlich wird der Kontrast zwischen dem dunklen Osteodentin und dem hellen interosteonalen Gewebe). Eine genauere Beschreibung der Zähne von *Asteracanthus* ist bei CAPETTA (1987) zu finden.

3.2.1.3. Familie Polyacrodontidae

Lissodus [Taf. 1, Fig. 2-4]

Aus dem vorliegenden Material wurden von DUFFIN & THIES (1997) für die Gattung *Lissodus* drei Arten aus dem Kimmeridge Norddeutschlands neu beschrieben: *L. multicuspidatus* (Taf. 1, Fig. 4), *L. curvidens* (Taf. 1, Fig. 3) und *L. noncostatus* (Taf. 1, Fig. 2). Zähne, die keiner der drei Arten sicher zugeordnet werden können, werden als unbestimmte Art der Gattung *Lissodus* (*Lissodus* sp.) systematisiert. Allen Morphotypen von *Lissodus* ist gemeinsam, dass die Kronenflanken in Apikalansicht nach lingual gebogen sind (Taf. 1, Fig. 2b, 3b, 4b) und dass an der Labialseite der Krone mehr oder weniger starke Knoten zu sehen sind. Diese labialen Knoten sind besonders ausgeprägt bei den Zähnen von *L. multicuspidatus* (Taf. 1, Fig. 4b). Unterscheidbar sind die Morphotypen der drei Arten i.d.R. durch die Zahl der Nebenspitzen (Taf. 1, Fig. 2a, 3a, 4a), die zwischen einem und drei Paar schwankt. Die Spitzen der Kronen von *L. multicuspidatus* und *L. curvidens* werden durch einen mesiodistalen Grat verbunden; die Kronen von *L. noncostatus* weisen sich durch das Fehlen von Ornamenten aus. Die Zähne dieser Morphotypen sind 0,3-5 mm groß. Eine genauere Beschreibung der Morphotypen von *Lissodus* findet sich in DUFFIN & THIES (1997).

Polyacrodus [Taf. 1, Fig. 5]

Aus dem vorliegenden Material wurde von DUFFIN & THIES (1997) für die Gattung *Polyacrodus* eine Art aus dem Kimmeridge Norddeutschlands neu beschrieben: *P. gramanni* (Taf. 1, Fig. 5). Zähne, die nicht sicher dieser Art zugeordnet werden können, werden als unbestimmte Art der Gattung *Polyacrodus* (*Polyacrodus* sp.) systematisiert. Die Zähne von *P. gramanni* sind selten über 4 mm groß und ihre Kronen weisen deutliche Hauptspitzen auf. Die Kronenflanken sind außerdem zumeist schwach nach lingual gebogen (Taf. 1, Fig. 5b). Die Spitzen sind durch einen mesiodistalen Grat verbunden, der nur bei längeren Hauptspitzen zum Apex hin ausläuft. Die senkrechten Schmelzgrate auf der lingualen und labialen Kronenseite konvergieren apikad. Genauere Beschreibungen dieses Morphotyps finden sich bei DUFFIN & THIES (1997).

3.2.2. Ordnung Synechodontiformes

3.2.2.1. Familie Orthacodontidae

Sphenodus [Taf. 1, Fig. 10, 11]

Der Morphotyp, der unter dem Taxon *Sphenodus* sp. systematisiert wurde, beinhaltet Zähne, die über 1,5 mm groß sind und deren Krone durch eine ausgeprägte Hauptspitze mit einer mesiodistalen Schneide charakterisiert ist. Die Hauptspitze ist von der Kronenbasis bis zum Apex in der Mesialebene sigmoidal gekrümmt (Taf. 1, Fig. 11) und zumindest im Bereich der Kronenbasis mit apikad verlaufenden Schmelzgraten ornamentiert (Taf. 1, Fig. 10). Nebenspitzen sind, wenn überhaupt, nur sehr schwach entwickelt und im vorliegenden Material kaum erhalten. Eine vollständigere Beschreibung von Zähnen des Typs *Sphenodus* ist in BÖTTCHER & DUFFIN (2000) zu finden.

Placoidschuppen von *Sphenodus* werden in LEIDNER (1997), LEIDNER & THIES (1999) und BÖTTCHER & DUFFIN (2000) genauer beschrieben und abgebildet.

3.2.2.2. Familie Palaeospinacidae

‘Synechodus’ [Taf. 1, Fig. 7-9]

Die in den Proben aus euhalinen Milieus (norddeutsches Oxfordium, Boulonnais) aufgefundenen Zähne des Taxons ‘*Synechodus*’ sp. müssten nach CAPETTA (1987, 1992) den drei Gattungen *Palaeospinax*, *Synechodus* und *Paraorthacodus* zugeordnet werden. Dem wird aber von THIES (1991, 1993) widersprochen, demzufolge zumindest das Taxon *Paraorthacodus* mit den anderen beiden Taxa synonymisiert werden muss, da es keine eigenständigen Merkmale aufweise. Erschwerend kommt hinzu, dass der Genotypus von *Palaeospinax* nach THIES (1993) keinen Kopf hat und somit seine Zahnmorphologie nicht diagnostizierbar ist. DUFFIN & WARD (1993) synonymisieren *Palaeospinax* de facto mit *Synechodus*. THIES schlägt deshalb vor, bis auf weiteres das Taxon ‘*Synechodus*’ (die Anführungszeichen wurden von mir hinzugefügt) für alle isolierten Zähne von Palaeospinaciden zu verwenden. Dem wird hier zugestimmt, da auch die bisherigen Ergebnisse der Untersuchungen von Placoidschuppen dieser Neoselachier-Gruppe (LEIDNER 1999) keinen Hinweis auf zwei valide Gattungen der Familie Palaeospinacidae im Oberjura ergeben haben und der Gattung *Synechodus* aus diagnostischen Gründen der Vorrang eingeräumt werden muss. Die Tatsache, dass die Beständigkeit von Merkmalen zwischen den Arten der palaeospinaciden Gattungen *Synechodus* und *Paraorthacodus* nach THIES (1993) so

gering ist, lässt den Verdacht aufkommen, dass die Varianz nicht nur inter- sondern auch intraspezifisch recht hoch gewesen sein könnte (geschlechtsdimorphe oder ontogenetische Varianz). Diese Erwägungen sind auch aus faunistischen Gründen (Kap. 5.1.) von Bedeutung, da in den hier beprobten Sedimenten nahezu ausschließlich Zahnfragmente dieses Typs gefunden wurden, diese aber z. T. in so großer Zahl, dass dieses Taxon einen wichtigen Bestandteil in den Elasmobranchier-Faunen der euhalinen Milieus im Oberjura darstellt, eventuell mit indikativem Charakter (Kap. 5.3.1.2.).

Die vorliegenden Morphotypen (es handelt sich überwiegend nicht um komplette Zähne, sondern um Zahnfragmente, Kronen und isolierte Zahnspitzen) repräsentieren Zähne von 0,8-2 mm Größe und werden aus oben genannten Gründen unter einem Taxon zusammengefasst. Allen Morphotypen ist gemeinsam, dass sie eine breite Kronenbasis aufweisen und die Krone mit einer Hauptspitze und bis zu vier Paaren von seitlichen Nebenspitzen besetzt ist. Die Ornamentierung auf den zumeist asymmetrischen Spitzen ist sehr variabel. Falten können unterschiedlich stark auf den labialen und lingualen Seiten der Zahnspitzen vom Apex zur Kronenbasis verlaufen (CAPETTA 1992, Fig. 1, 2), wo sie in ein polygonales, netzartiges Faltenmuster übergehen (Taf. 1, Fig. 10), oder bei einigen Morphotypen auch nahezu völlig fehlen (CAPETTA 1992, Fig. 3). Die Hauptspitzen sind bei manchen Morphotypen (anteriore Zähne) recht deutlich herausgehoben (Taf. 1, Fig. 9), bei anderen (laterale Zähne) kaum größer als die Nebenspitzen (Taf. 1, Fig. 8, 10) und bei manchen Morphotypen zusammen mit den Nebenspitzen so weit reduziert, dass man von Quetschzähnen (durophage Ernährungsweise?) mit breiter Okklusalfäche sprechen muss. Ausführlichere Beschreibungen der Morphotypen von ‘*Synechodus*’ (syn. *Paraorthacodus*, syn. *Palaeospinax*) finden sich in CAPETTA (1987, 1992) und THIES (1991, 1993).

Placoidschuppen von *Synechodontiformes* werden in LEIDNER (1997), LEIDNER (1999), LEIDNER & THIES (1999) und THIES (1995) beschrieben und abgebildet.

3.2.3. Ordnung Squaliformes

3.2.3.1. Familie *Protospinacidae*

Protospinax [Taf. 2, Fig. 1, 2]

Die Morphotypen der Zähne von *Protospinax* im vorliegenden Material lassen sich zwei Arten zuordnen: *P. annectans* WOODWARD 1919? und *P. lochensteinensis* THIES 1983. Zähne, die sich keiner der beiden Arten sicher zuordnen ließen, wurden als *Protospinax* sp. bestimmt. Die Zähne von *Protospinax* sind 0,4-1,2 mm groß und von gedrungener Form. Die labiale Seite der Zahnkrone ist stark nach lingual geneigt und erzeugt so eine Art Okklusalfäche (Taf. 2, Fig. 1b, 2b). Im Falle von *P. annectans* ist die Labialfläche glatt und geht apikal in eine als Schneide fungierende mesiodistal verlaufende Kante über, die in ihrer Mitte von einem stumpfen nach lingual weisenden Apex unterbrochen wird (Taf. 2, Fig. 1). Bei *P. lochensteinensis* ist die Labialfläche muldenförmig eingetieft mit einem kräftigen apicobasalen Grat in der Mitte und einem steil in apikale Richtung aufgerichteten mesiodistalen Grat aus einzelnen Höckern (Taf. 2, Fig. 2). Zähne von *Protospinax* (syn. *Squalogaleus*) werden in CAPETTA (1987), MAISEY (1976) und THIES (1983) beschrieben.

Placoidschuppen von *Protospinax* (syn. *Squalogaleus*) sind in MAISEY (1976) beschrieben und abgebildet.

3.2.4. Ordnung Squatiniformes

3.2.4.1. Familie Squatinidae

Squatina [Taf. 2, Fig. 13]

Zähne dieses Morphotyps, die der Gattung *Squatina* zugeordnet werden (*Squatina* sp.), sind ab 1,5 mm groß und überwiegend als komplette Zähne mit Wurzel erhalten. Auf der Wurzel sitzt eine an der Basis stark flügelartig in mesiodistale Richtung verbreiterte Zahnkrone auf, die apikal in eine kräftige pointierte Zahnspitze übergeht, welche leicht nach lingual geneigt ist. Über die flügelartigen Ausläufer zieht sich ein mesiodistaler Grat an beiden Seiten bis zur Kronenspitze hoch und fungiert als scharfe Schneidekante. Am labialen Ende der Kronenbasis befindet sich ein stumpfes Apron. Die Labialseite der Krone ist in lateraler Ansicht flach oder nur schwach gewölbt. Zähne von *Squatina* werden in CAPETTA (1987) und in THIES (1983) beschrieben.

Placoidschuppen von *Squatina* sind in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben.

Gen. nov. [Taf. 2, Fig. 14]

Dieser Morphotyp von Zähnen, die vermutlich einer neuen Art einer neuen Schwestergattung von *Squatina* zugeordnet werden müssen, enthält Zähne ab 1,8 mm Größe und liegt überwiegend in kompletten Zähnen mit Wurzel vor. Auch hier ist die Zahnkrone, wie bei *Squatina*, an ihrer Basis in mesiodistaler Richtung durch flügelartige Ausläufer verbreitert. Diese Ausläufer sind aber anders als bei *Squatina* an ihren lateralen Enden in apikaler Richtung ausgelängt, was sie zu seitlichen Nebenspitzen macht. Die Hauptspitze ist kräftig pointiert und in linguale Richtung weisend, so wie die gesamte Labialseite des Zahns stark nach lingual geneigt ist. Das Apron am basalen Teil der Labialseite ist rundlich und breiter als bei *Squatina*. In lateraler Sicht auf die Labialseite ist diese deutlich gewölbt. Die mesiodistale Schneidekante ist bei den meisten Exemplaren nicht so scharf abgesetzt wie bei *Squatina*.

Die Placoidschuppen, die mit diesem Zahntyp zu assoziieren sind, werden in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben.

3.2.5. Ordnung Heterodontiformes

3.2.5.1. Familie Heterodontidae

Heterodontus [Taf. 2, Fig. 3-8]

Die Beschreibung von Zahnmorphotypen bei Arten von *Heterodontus* ist eine schwierige Angelegenheit, da bei Arten dieser Gattung eine beachtliche monognathische Heterodontie zu berücksichtigen ist, die sich zudem auch noch ontogenetisch stark ändert. Beschreibungen eines Morphotyps haben also nur Gültigkeit für Zähne einer bestimmten Kieferposition in einer bestimmten ontogenetischen Phase eines Individuums einer Art. Ähnlichkeiten über die Artgrenzen hinweg sind unausweichlich und nur bei der Untersuchung ganzer Gebisse ausreichend zu berücksichtigen. Bei der Beschreibung von isolierten Zähnen, wie dies hier anhand des vorliegenden Materials geschieht, ist einzig die Vorstellung von einzelnen aufgefundenen Morphotypen unter dem Sammeltaxon *Heterodontus* sp. möglich.

Morphotypen, die vermutlich juvenilen Exemplaren zuzuordnen wären, sind zumeist kleine Zähne (<1 mm groß) mit einer seitlich geneigten Hauptspitze und ein bis zwei Paaren von Nebenspitzen (Taf. 2, Fig. 6, 7); manchmal aber auch einer großen Zahl von Nebenspitzen (Taf. 2, Fig. 5). Morphotypen von adulten Exemplaren sind über 1 mm groß und können sowohl Zähne mit kräftigen Hauptspitzen (Taf. 2, Fig. 4) sowie solche mit mehreren ähnlich großen Spitzen (Taf. 2, Fig. 3) als auch solche ohne Spitzen (Taf. 2, Fig. 8), die als Quetschzähne fungierten, beinhalten. Allen diesen Morphotypen ist gemeinsam, dass der basale Teil der Zahnkrone, ob mit oder ohne Spitzen, immer müthenartig auf der Wurzel aufliegt und von basal betrachtet einen randlichen krepfenartigen Wulst ausbildet. Da der labiale Teil der Kronenbasis bei den Zähnen des vorliegenden Materials häufig fehlt, ist dies auf den Tafelabbildungen nur eingeschränkt zu erkennen. Ein Morphotyp, wie er in Figur 4 (Taf. 2) zu sehen ist, könnte nach CAPETTA (1987) als *H. cf. canaliculatus* (EGERTON in DIXON 1850) bezeichnet werden; ein Morphotyp wie er in Figur 3 (Taf. 2) zu sehen ist, mit den stark nach lingual geneigten Kronenspitzen, zeigt große Affinitäten zu *H. sarstedtensis* THIES 1983. Trotzdem könnten diese Morphotypen auch zu einer einzigen Art gehören und sich nur an unterschiedlichen Positionen im Kiefer befunden haben. Eine Klärung dieser Sachverhalte ist nur mit mehr Material und einer eingehenden Untersuchung aller Morphotypen und vieler Vergleiche mit artikuliertem Material möglich. Zähne von *Heterodontus* werden in CAPETTA (1987) und THIES (1983) beschrieben.

Placoidschuppen von *Heterodontus* sind in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben.

3.2.6. Ordnung Orectolobiformes

3.2.6.1. Fam. indet.

Phorcynis [Taf. 2, Fig. 9]

Der einzige im Material gefundene Morphotyp aus der Ordnung Orectolobiformes, der systematisch einigermaßen sicher einer bekannten Gattung zuzuordnen war, ist der zu *Phorcynis* cf. *catulina* THIOLLIÈRE 1854, bislang nur aus dem Oberjura von Solnhofen und Cerin bekannt, gehörende Typus von Zähnen, der eine Größe von 0,5-0,8 mm aufweist. Zähne gleicher Größe, die aufgrund ihres Erhaltungszustands nicht sicher einzuordnen waren, wurden dem Taxon *Phorcynis* sp. zugeordnet. Charakteristisch ist die stark nach lingual geneigte Zahnkrone (Taf. 2, Fig. 9a) mit einer Hauptspitze, die leicht nach apikal gebogen ist, und eventuell einer oder zwei seitlichen Nebenspitzen. In der Sicht auf die Labialfläche erscheint die Krone asymmetrisch und mit ihrer Spitze deutlich nach mesial bzw. distal geneigt (Taf. 2, Fig. 9b). Die Labialseite der Krone wird von der Lingualseite durch einen scharfen mesiodistal Grat getrennt, der bis zum Apex der Kronenspitze reicht (Taf. 2, Fig. 9a). Die Zähne von *Phorcynis* werden in CAPETTA (1987) beschrieben.

Placoidschuppen von *Phorcynis* sind in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben.

Gen. nov. [Taf. 2, Fig. 10-12]

Die meisten Morphotypen im vorliegenden Material, die der Ordnung Orectolobiformes zuzurechnen sind, sind vermutlich neu und unbeschrieben. Selbst eine Nummerierung dieser

Morphotypen wie in den Faunenlisten (Kap. 3.3 und 3.4) hat hier vorläufigen Charakter. Hier kann einer ausführlichen Spezialbearbeitung nicht vorgegriffen werden. Lediglich die beiden häufigsten Formtypen des Materials und eine recht eigentümliche Form aus der Lokalität Boulogne können hier exemplarisch vorgestellt werden. MT 1 (Taf. 2, Fig. 10) beinhaltet Zähne von 0,8-2,0 mm Größe mit einer glatten Zahnkrone, die an ihrem basalen Teil flügelartig zu den Seiten verbreitert ist (Taf. 2, Fig. 10b). Diese Flügel sind weniger ausladend und deutlich breiter in apicobasaler Richtung als bei den squatiniformen Morphotypen (Taf. 2, Fig. 13, 14). Die Kronenspitze ist kurz und kräftig, mit einem abgerundeten Apex und nach lingual weisend. Der basale Teil der Labialseite ist als breites, rundliches Apron entwickelt. In der Lateralansicht erscheint die Labialseite der Krone glatt und wenig gekrümmt (Taf. 2, Fig. 10b). MT 2 (Taf. 2, Fig. 11) beinhaltet kleine Zähne von 0,5-0,8 mm Größe mit einer einfach gebauten Zahnkrone, die an der Basis seitlich verbreitert ist (Taf. 2, Fig. 11b). Dort sitzen kleine Nebenspitzen an, von denen ein mesiodistaler Grat bis zur zentralen Hauptspitze verläuft. Die stumpfe Hauptspitze ist nach lingual gekrümmt (Taf. 2, Fig. 11a). MT 3 (Taf. 2, Fig. 12) ist bislang nur in einem Exemplar (1,2 mm groß) aus dem Tithon der Lokalität Boulogne nachgewiesen und zeigt eine fragmentarische Zahnkrone, die eine mäßig entwickelte, zentrale Hauptspitze und drei Paar Nebenspitzen aufweist, die in labialer Sicht rundbogenartig versetzt bis zum basalen Teil der Krone, der hier fehlt, angeordnet sind. Dies verleiht der Krone ein sternförmiges Aussehen.

3.2.7. Ordnung Carcharhiniformes

3.2.7.1. Fam. *indet.*

Corysodon [Taf. 3, Fig. 1, 2]

Die Validität der Gattung *Corysodon*, von CAPETTA (1987) angezweifelt, wird von THIES & CANDONI (1998) bestätigt. Dabei wird auch die vorläufige Zuordnung zur Ordnung Carcharhiniformes vorgeschlagen. Der Morphotyp von *Corysodon*, der THIES & CANDONI folgend dem Taxon *Corysodon* sp. zugeordnet wird, beinhaltet kleine Zähne von 0,5-0,8 mm Größe, die überwiegend komplett mit Wurzel erhalten sind. Die Krone ist so stark nach lingual geneigt, dass sie fast völlig auf der Lingualseite liegt. In labialer Sicht hat die Krone, die an der Basis in mesiodistale Richtung verbreitert ist, zumeist ein boomerangförmiges Aussehen, da ihre Flanken nach labial gekrümmt sind und der basale Teil der Labialseite konvex eingebuchtet ist (Taf. 3, Fig. 1a). Ein scharfer mesiodistaler Grat trennt die labiale von der lingualen Kronenseite (Taf. 3, Fig. 1b, 2b). Parallel zu diesem befindet sich auch mitten auf der Labialseite ein Grat, der auch im Zentrum unterbrochen sein kann (Taf. 3, Fig. 1). Im Zentrum des apikalen Teils der Krone ist zumeist nur eine leichte Erhöhung (Taf. 3, Fig. 1a), bei einem Exemplar aber eine echte Kronenspitze entwickelt (Taf. 3, Fig. 2a). Die Spitze (bzw. die Erhöhung) ist in Labialansicht stark zur distalen Seite geneigt (Taf. 3, Fig. 1a, 2a). Ausführlichere Beschreibungen der bislang aufgefundenen isolierten Zähne von *Corysodon* finden sich in THIES & CANDONI (1998).

Placoidschuppen von *Corysodon* sind in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben.

Palaeoscyllium [Taf. 3, Fig. 3]

Der Morphotyp von Zähnen des vorliegenden Materials, der zu *Palaeoscyllium* gestellt werden muss, lässt sich der Art *P. formosum* WAGNER 1857 zuordnen. Er beinhaltet Zähne, die unter 1 mm groß sind und eine charakteristisch ornamentierte Zahnkrone haben. Sie ist, wie bei

Corysodon, stark nach lingual gekippt, sodass sie der Wurzel fast ganz mit der Lingualseite aufliegt. Sie weist eine pointierte Hauptspitze und zwei seitliche Nebenspitzen auf, die alle mit senkrechten Schmelzgraten versehen sind. Die Spitze ist in Labialansicht deutlich zur distalen Seite geneigt (Taf. 3, Fig. 3a). Ein schwacher mesiodistaler Grat trennt die labiale von der lingualen Kronenseite (Taf. 3, Fig. 3b). Der basale Teil der Labialseite ist konvex eingebuchtet. Eine ausführlichere Beschreibung dieses Morphotyps findet sich in CANDONI (1993).

Placoidschuppen von *Palaeoscyllium formosum* WAGNER 1857 sind in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben.

Gen. nov. [Taf. 3, Fig. 4]

Die Zähne dieses Morphotyps sind völlig neu und bislang unbeschrieben. Sie sind erst mit einigen wenigen, mäßig erhaltenen Exemplaren im norddeutschen Kimmeridge gefunden worden, daher wird hier einer umfassenden Beschreibung der Zähne nicht vorgegriffen. Sie werden als neue Art eines carcharhiniformen Elasmobranchiers (Carcharhiniformes fam., gen. et spec. nov.) bestimmt. Bei den Zähnen, die ca. 0,8 mm groß sind, ist die Zahnkrone, wie bei den anderen carcharhiniformen Taxa, stark nach lingual geneigt und weist apikal eine kräftige, pointierte Kronenspitze auf, die in Labialansicht zur distalen Seite geneigt ist (Taf. 3, Fig. 4a). Es sind keine Nebenspitzen entwickelt. Die Zahnkrone ist dafür an der Basis in mesiodistaler Richtung verbreitert, wobei die Flanken nach lingual gebogen sind und der basale Teil der Labialseite stark konvex eingebuchtet ist, ähnlich wie bei *Corysodon*. Ein scharfer mesiodistaler Grat trennt die labiale von der lingualen Kronenseite (Taf. 3, Fig. 4b). Schmelzgrate, die die Hauptspitze nachzeichnen, finden sich auch als einzige Ornamentierung der Krone auf der Labialseite mit einigem Abstand vom Rand (Taf. 3, Fig. 4a).

3.2.8. Ordnung Rajiformes

3.2.8.1. Familie Rhinobatidae

Belemnobatis [Taf. 3, Fig. 5-8]

Die Morphotypen von Zähnen der Gattung *Belemnobatis*, die 0,6-2 mm groß sind, können in der Einzelbetrachtung durchaus voneinander abgegrenzt und taxonomisch aufgespalten werden (BUCHWALD 1995). Dies ist aber für die vorliegende Arbeit unpraktikabel. Als sinnvoll hat sich erwiesen, diejenigen Morphotypen, die leicht einer bestehenden Art zuzuordnen sind, entsprechend zu benennen und alle anderen mit der Sammelbezeichnung *Belemnobatis* sp. zu belegen. Auf diese Weise konnten unter den Rochenzähnen des vorliegenden Materials, die zum *Belemnobatis*-Typus zu zählen sind, zumindest die von *B. morinicus* (SAUVAGE 1873), die von CAVIN et al. (1995) revidiert worden ist, von den anderen abgetrennt werden. Der Versuch von BUCHWALD (1995), Zähne des vorliegenden Materials aus dem norddeutschen Kimmeridge der Art *B. sismondæ* THIOLLIÈRE 1854 zuzuordnen, wird hier nicht weiter verfolgt, da in denselben Schichten, aus denen diese Zähne stammen, nur Placoidschuppen von *Asterodermus* gefunden wurden (THIES 1995) und sich die Zähne von *Asterodermus* und von *B. sismondæ* THIOLLIÈRE 1854 zu sehr ähneln (LEIDNER & THIES 1999, BUCHWALD 1995), um sie sauber voneinander zu trennen.

Die Morphotypen, die zu *B. morinicus* (SAUVAGE 1873) gestellt werden können, zeichnen sich durch breite Zahnkronen aus, die häufig stark nach lingual geneigt sind, sodass die Labialseite als

Okklusalfäche betrachtet werden muss (Taf. 3, Fig. 5-7). Der mesiodistale Grat, der die linguale und labiale Kronenseite trennt, weist apikal eine Erhebung auf, die nach lingual in die mäßig dimensionierte Uvula übergeht (Taf. 3, Fig. 6), und ist beiderseits davon konvex eingebuchtet. Die Kronenflanken sind mehr oder weniger stark nach lingual gebogen. Charakteristisch sind das lange Apron am basalen Ende der Labialseite und die beiderseits davon angeordneten dornenartigen Fortsätze, die nach labial weisen. Teilweise sind diese Dornen so lang (Taf. 3, Fig. 6, 7), dass die entsprechenden Zähne nur noch unter Vorbehalt zu *B. morinicus* (SAUVAGE 1873) gestellt werden können. Bei Zähnen, die als *Belemnobatis* sp. eingeordnet werden (Taf. 3, Fig. 8), treten die oben genannten Merkmale nicht, nicht deutlich genug oder modifiziert auf; d. h. sie haben nur einen schwachen mesiodistalen Grat, eine langgestrecktere Lingualseite oder keine Dornen auf der anterioren Krone. Ausführlichere Beschreibungen der Zähne von *Belemnobatis* sind bei BUCHWALD (1995) und CAVIN et al. (1995) zu finden.

Placoidschuppen von *Belemnobatis* sind in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben.

Spathobatis [Taf. 3, Fig. 9, 10]

Mit den Morphotypen von *Spathobatis* mit Zähnen von 0,7-2,2 mm Größe wurde hier ähnlich verfahren wie mit denen von *Belemnobatis*. Wenn die Zuordnung zu bestehenden Arten von *Spathobatis* nicht möglich war, wurden sie dem Sammeltaxon *Spathobatis* sp. zugeordnet. Eine sichere Zuordnung für Zähne des vorliegenden Materials war nur für die Arten *S. uppensis* THIES 1983 und nach BUCHWALD (1995) eingeschränkt für *S. mutterlosei* THIES 1983 möglich. Da BUCHWALD Zweifel an der Zuordnung der Zähne von *S. mutterlosei* zur Gattung *Spathobatis* angemeldet hat und er die Morphotypen, die zu diesem Taxon gestellt werden müssen, ausführlich beschreibt, wird auf diese hier nicht weiter eingegangen.

Die Morphotypen, die zu *Spathobatis uppensis* THIES 1983 gestellt werden können, zeichnen sich durch schmale Zahnkronen aus, die häufig höher als breit und nach lingual geneigt sind (Taf. 3, Fig. 10). Ein mesiodistaler Grat führt apikal in eine recht deutlich ausgeprägte Spitze. Das Apron am basalen Ende der Labialseite ist moderat entwickelt und die Uvula an der lingualen Kronenbasis ist breit und erstreckt sich weit nach lingual. Bei Morphotypen, die zu *Spathobatis* sp. gestellt werden (Taf. 3, Fig. 9), ist die Zahnkrone häufig breiter, die Spitze nicht so ausgeprägt, der mesiodistale Grat konvex eingebuchtet oder die Uvula erstreckt sich nicht so weit nach lingual.

Placoidschuppen von *Spathobatis* sind in LEIDNER (1997) und LEIDNER & THIES (1999) abgebildet und beschrieben. Sie sind kaum von denen von *Asterodermus* zu unterscheiden.

Asterodermus [keine Tafelabb.]

Die Zähne von *Asterodermus* sind erst in letzter Zeit durch die Untersuchungen von LEIDNER & THIES (1999) bekannt geworden. Sie sind recht einfach gebaute Rochenzähne, die deutlich breiter als hoch sind und haben große Ähnlichkeit mit denen von *Belemnobatis sismondæ* THIOLLIÈRE 1854 (LEIDNER & THIES 1999, BUCHWALD 1995). Eine Zuordnung von Zähnen aus dem vorliegenden Material zu *Asterodermus* ist noch nicht erfolgt (Kap. 3.2.8.1.), sodass als Beleg für diese Gattung in unserem Material nur Placoidschuppen herangezogen werden können. Diese sind bislang in den Studien von LEIDNER (1997), LEIDNER & THIES (1999) und THIES (1995) abgebildet und beschrieben worden.

3.2.8.2. *Fam. indet.*

Gen. nov. [Taf. 3, Fig. 11]

Zähne dieses Morphotyps sind schon von BUCHWALD (1995) als neu erkannt und beschrieben worden, allerdings ohne sie wirklich zu benennen. Es handelt sich um Rochenzähne vom rajoiden Typus, die bislang nur in wenigen Exemplaren in Schicht 153 der Lokalität Oker gefunden worden sind und hier als neue Art eines rajoiden Neoselachiers (*Rajiformes* fam., gen. et spec. nov.) bezeichnet werden. Sie sind ca. 0,8 mm groß und deutlich breiter als hoch. Die längste Ausdehnung haben sie jedoch von posterior nach anterior, wobei bemerkenswert ist, dass die linguale und labiale Kronenseite nicht mehr deutlich voneinander unterschieden werden können (Taf. 3, Fig. 11a). Die Kronen haben apikal eine stumpfe Spitze. Im anterioren Teil läuft die flache Krone auf ein spitzes Apron zu; im posterioren Teil verjüngt sie sich bis zu der nach basal gerichteten Uvula.

Klasse Osteichthyes (Unterklasse Actinopterygii)

3.2.9. Ordnung Semionotiformes

3.2.9.1. *Familie Semionotidae*

Lepidotes [Taf. 3, Fig. 12-23]

Die Morphotypen von Zähnen des vorliegenden Materials, die zur Gattung *Lepidotes* gestellt werden müssen, sind zum Teil schon in MUDROCH & THIES (1996) beschrieben und abgebildet worden. Hinsichtlich ihrer Beschreibung hat sich durch das neu hinzugekommene Material nichts Wesentliches geändert und die Zuordnung zum Taxon *Lepidotes* sp. bleibt bestehen, da diese Morphotypen innerhalb der oberjurassischen Arten von *Lepidotes* mit mehr oder weniger ausgeprägter Durophagie kaum zu differenzieren sind. An Kieferzähnen von *Lepidotes* sind drei Morphotypen zu unterscheiden (Taf. 3, Fig. 12-18). Ein Morphotyp von Zähnen bis 10 mm Größe ist von höckerförmiger Gestalt (Taf. 3, Fig. 12-14), hat eine breite, kräftige, in Apikalansicht runde Schmelzkappe und hat in zentraler Position im Gebiss als Quetschzahn fungiert. Ein zweiter Morphotyp mit Zähnen von 0,5-1,5 mm Größe ist von stumpf-styliformer Gestalt (Taf. 3, Fig. 15, 16), hat eine flache, schwächer als bei MT 1 entwickelte Schmelzkappe und fungierte als randlicher Zahn im Quetschgebiss. Beide Morphotypen können auf der Okklusalfäche der Schmelzkappe einen kleinen rundlichen Apex entwickelt haben (Taf. 3, Fig. 13, 14, 16). Ein dritter Morphotyp mit Zähnen von 0,8-3 mm Größe ist von länglich-styliformer Gestalt (Taf. 3, Fig. 17, 18), in der apicobasalen Achse leicht sigmoidal gebogen, hat eine stumpfe Schmelzkappe und fungierte im rostralen Teil des Gebisses als Greifzahn zum Aufnehmen der Beute.

Neben den drei Morphotypen von Kieferzähnen werden *Lepidotes* sp. auch zwei Morphotypen von Branchialzähnen zugeordnet (Terminologie in MUDROCH & THIES 1996). Beide beinhalten Zähne, die 0,5-2 mm groß sind, die lateral abgeflacht und bilateralsymmetrisch sind sowie eine kleine spitze Schmelzkappe an ihrem apikalen Ende aufweisen (Taf. 3, Fig. 19-23). Während Morphotyp 4 von hakenförmiger Gestalt mit deutlichem Kronenbauch ist (Taf. 3, Fig. 19-22), zeigt Morphotyp 5 keinen Kronenbauch, ein Abknicken im Kronenrücken und ist deutlich in anteriore Richtung geneigt (Taf. 3, Fig. 23). Da zumindest Zähne des Morphotyps 4 auf artikulierten Exemplaren von *Lepidotes* beobachtet werden konnten, wurden bisher beide Morphotypen ausschließlich diesem Taxon zugeordnet. Dies wird in naher Zukunft nicht mehr

aufrechtzuerhalten zu sein, da beide Morphotypen inzwischen auch an Arten von pycnodontiformen Gattungen beobachtet wurden (KRIWET 1999A). Dies trifft aber nicht auf die Taxa zu, die hier durch Zähne belegt sind.

3.2.10. Ordnung Pycnodontiformes

3.2.10.1. Familie Gyrodontidae

Gyrodus [Taf. 4, Fig. 1-4]

Für die Gattung *Gyrodus*, wie für alle folgenden pycnodontiformen Gattungen, werden drei Morphotypen von Zähnen eines spezialisierten Durophagengebisses beschrieben. Die Zuordnung erfolgt zu einer unbestimmten Art (*Gyrodus* sp.), da hier, wie bei allen anderen Pycnodonten, die isolierten Zähne der unterschiedlichen Arten von *Gyrodus* nicht sauber voneinander zu trennen sind. Der erste Morphotyp beinhaltet Zähne, die über 2 mm groß sind, die auf lateralen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine flache, auf der Okklusalfäche zumeist ornamentierte Schmelzkappe haben (Taf. 4, Fig. 1). Der zweite Morphotyp weist erheblich größere Zähne auf (bis 10 mm Größe), die auf medianen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine kräftige, flache, auf der Okklusalfäche zumeist ornamentierte Schmelzkappe haben (Taf. 4, Fig. 2, 3). Es können hier ein in Apikalansicht bilateralsymmetrischer Subtyp (MT2a, Taf. 4, Fig. 2), der auf dem unpaarigen Vomer gesessen hat, und ein asymmetrischer Subtyp (MT2b, Taf. 4, Fig. 3), der auf dem paarigen Präartikulare gesessen hat, unterschieden werden. Beide Morphotypen, MT 1 und MT 2, haben eine charakteristische Ornamentierung der Quetschfläche durch konzentrische Ringe, die aus kleinen Höckern zusammengesetzt sein können. In besonders charakteristischer Weise ist diese Ornamentierung in MARTILL et al. (1998: Fig. 4) abgebildet; allerdings ist die Bestimmung des Materials durch die Autoren als *Mesturus cordillera* sp. nov. wohl falsch, da es sich vielmehr um den Vomer von *Gyrodus* cf. *cuvieri* AG. handeln dürfte. Die Zähne des MT 3, die in rostraler Gebissposition als Greifzähne fungierten, sind ungefähr 2-10 mm groß und haben ein charakteristisches Aussehen (Taf. 4, Fig. 4). Sie sind styliform und haben eine spitze Schmelzkappe, deren Basis rund ist und deren Lingualseite sowohl nach apikal konvex eingebuchtet als auch beiderseits der Mitte nach labial umgebogen ist. Dadurch sieht dieser Morphotyp in Lateralansicht sichelförmig und in Lingualansicht piqueförmig aus.

3.2.10.2. Familie Pycnodontidae

Coelodus [Taf. 4, Fig. 5-15]

Die Zähne von *Coelodus* bilden das Gros der pycnodontiformen Zähne im vorliegenden Material. Es sind mehrere Morphotypen festzustellen. Drei konnten anhand der Funde im Tithon von Norddeutschland (*Gigas*-Schichten, Lokalität Varrigsen) und Frankreich (Probenschicht GCR 1, Lokalität Boulogne) unter Vorbehalt der Art *C. mantelli* (AGASSIZ 1943) zugeordnet werden (Taf. 4, Fig. 5-8), die sich durch eine charakteristische Morphologie der Quetschflächen auszeichnet (WOODWARD 1918). Alle anderen Morphotypen wurden dem Taxon *Coelodus* sp. zugeordnet, da hier, wie bei den isolierten Zähnen von vielen Pycnodonten, die verschiedenen Arten von *Coelodus* nicht sauber voneinander zu trennen sind. Die Anordnung der Zähne von *Coelodus* auf den Kiefern wird exemplarisch für *C. subdiscus* WENZ 1989 in KRIWET et al. (1999) beschrieben.

Die Morphotypen 1 und 2 von *C. cf. mantelli* weisen beide einen ringförmigen Grat auf den Quetschflächen der Schmelzkappen auf, der eine tiefe Depression umschließt (Taf. 4, Fig. 5-7). Während es sich bei Morphotyp 1 um runde bis rundovale Zähne von 0,5-0,9 mm Größe auf lateralen Reihen des Ober- und Unterkiefer handelt (Taf. 4, Fig. 5, 6), beinhaltet Morphotyp 2 1,2-2,5 mm große, länglich-ovale Zähne der Medianreihen (Taf. 4, Fig. 7). Der dritte Morphotyp ist ein Greifzahn in frontaler Gebissposition, der incisiforme Zähne von 0,8-1,5 mm Größe beinhaltet (Taf. 4, Fig. 8), die eine kurze, gratähnliche Schmelzkappe haben, die der apikalen Verjüngung des Zahnhalses aufsitzt.

Der erste Morphotyp von *Coelodus* sp. beinhaltet Zähne von 0,5-1,2 mm Größe, die auf lateralen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine flache Schmelzkappe haben. Die Quetschfläche der Schmelzkappe weist ein Ornament aus Tuberkeln auf, die ringförmig um eine Depression oder Grube angeordnet sind (Taf. 4, Fig. 9, 10). Einige größere Lateralzähne können länglich-oval geformt sein, mit einer apikalen Erhöhung am mesialen Rand der Grube (Taf. 4, Fig. 11). Der zweite Morphotyp weist Zähne von 1-1,8 mm Größe auf, die auf medianen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine kräftige, flache Schmelzkappe haben. Die Schmelzkappe weist auf der Quetschfläche ein ringförmiges Ornament aus Tuberkeln auf, das an der caudalen Seite zu einem glatten Grat werden kann und eine usurbedingt mehr oder weniger tiefe Grube umschließt (Taf. 4, Fig. 12-14). In Apikalansicht hohe, ovalrunde (Taf. 4, Fig. 12) bzw. flache bohnenförmige (Taf. 4, Fig. 13) Subtypen, die auf dem unpaarigen Vomer sitzen, können von einem schrägrunden Subtyp, der auf dem paarigen Präartikulare sitzt (Taf. 4, Fig. 14), unterschieden werden. Die Zähne des dritten Morphotyps, die in rostraler Gebissposition als Greifzähne fungierten, sind 0,7-1,5 mm groß und incisiform und zeigen an der Basis der Schmelzkappe unterhalb der lingualen Depression einen Saum aus Tuberkeln (Taf. 4, Fig. 15). Ein mesiodistaler Grat, der konvex eingebuchtet sein kann, bildet am apikalen Ende der Schmelzkappe eine Schneidekante.

Macromesodon [Taf. 4, Fig. 16-19]

Für die Gattung *Macromesodon* werden drei Morphotypen von Zähnen eines spezialisierten Durophagengebisses beschrieben. Die Zuordnung erfolgt zu dem Taxon *Macromesodon* sp., da hier, wie bei allen anderen Pycnodonten, die isolierten Zähne der verschiedenen Arten von *Macromesodon* nicht sauber voneinander zu trennen sind. Der erste Morphotyp beinhaltet kleine runde Zähne von 0,5-2 mm Größe, die auf lateralen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine flache Schmelzkappe haben, deren Okklusalfäche in Fällen geringer Usur eine Ornamentierung von ringförmig angeordneten Tuberkeln aufweisen kann (Taf. 4, Fig. 16). Der zweite Morphotyp weist Zähne von 0,9-4,5 mm Größe auf, die auf medianen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine kräftige, leicht gewölbte Schmelzkappe haben. Die Schmelzkappe weist auf der Quetschfläche eine flache, dünne Grube auf, die parallel zur breitesten Achse verläuft (Taf. 4, Fig. 17). Ein in Apikalansicht bohnenförmiger Subtyp, der auf dem unpaarigen Vomer sitzt, kann von einem rundlich-rechteckigen Subtyp, der auf dem paarigen Präartikulare sitzt, unterschieden werden. Die Zähne des Morphotyps 3, die in rostraler Gebissposition als Greifzähne fungierten, sind 0,6-2,8 mm groß und in Lingualansicht meißelförmig (Taf. 4, Fig. 19). Sie haben eine stumpfe Schmelzkappe mit runder Basis, die an der Lingualseite eine deutliche Depression aufweist und einen mesiodistalen Grat besitzt (Taf. 4, Fig. 18). Eine ausführlichere Beschreibung ist bei MUDROCH & THIES (1996) zu finden.

Proscinetes [Taf. 4, Fig. 20-22]

Für die Gattung *Proscinetes* werden drei Morphotypen von Zähnen eines spezialisierten Durophagengebisses beschrieben. Die Zuordnung erfolgt zu dem Taxon *Proscinetes* sp., da hier, wie bei allen anderen Pycnodonten, die isolierten Zähne der verschiedenen Arten von *Proscinetes* nicht sauber voneinander zu trennen sind. Der erste Morphotyp beinhaltet Zähne von 0,5-2 mm Größe, die auf lateralen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine flache, kissenförmige Schmelzkappe haben, deren Okklusalfäche zumeist eine zentrale Depression aufweist (Taf. 4, Fig. 20). Der zweite Morphotyp weist Zähne von 0,9-4,2 mm Größe auf, die auf medianen Reihen des Unter- bzw. Oberkiefers sitzen und eine kräftige, flache Schmelzkappe haben, die auf der Quetschfläche nicht ornamentiert ist (Taf. 4, Fig. 21). Ein in Apikalansicht ovalrunder Subtyp, der auf dem unpaarigen Vomer sitzt, kann von einem schrägrechteckigen Subtyp, der auf dem paarigen Präartikulare sitzt, unterschieden werden. Die Zähne des Morphotyps 3, die in rostraler Gebissposition als Greifzähne fungierten, sind 0,7-2 mm groß und incisiform (Taf. 4, Fig. 22). Die Depression an der Lingualseite ist so stark, dass die Schmelzkappe in der labiolingualen Achse stark abgeflacht ist. Ein mesiodistaler Grat bildet am apikalen Ende der Schmelzkappe eine Schneidekante. Eine ausführlichere Beschreibung ist bei MUDROCH & THIES (1996) zu finden.

3.2.11. Ordnung Macrosemiiformes

3.2.11.1. Familie Macrosemiidae

cf. Macrosemius [Taf. 6, Fig. 1, 2]

Das bei MUDROCH & THIES (1996) benutzte Hilfstaxon *Macrosemius* ? sp./ *Notagogus* ? sp. wird nicht mehr benutzt, da nun nach erneuten Studien an vollkörperlichen Exemplaren dieser Gruppe in der Sammlung des Naturhistorischen Museums von Lyon (MHNL) und mit den Neufunden aus Norddeutschland und Boulogne eine Trennung der Zahnmorphotypen der beiden Gattungen *Notagogus* und *Macrosemius* besser möglich ist.

Die wenigen Zähne, die nun zu *Macrosemius* gestellt werden müssen, werden unter Vorbehalt dem Taxon *Macrosemius* sp. zugeordnet. Es ist nur ein Morphotyp zu erkennen, der 1-2 mm große, styliforme Zähne beinhaltet, die einen relativ langen Zahnhal und eine stumpfe Schmelzkappe, die nach lingual abgewinkelt ist, aufweisen (Taf. 6, Fig. 1, 2).

Notagogus [Taf. 6, Fig. 3-8]

Der überwiegende Anteil der macrosemiiden Zähne wird nun dem Taxon *Notagogus* sp. zugerechnet. Es treten zwei Morphotypen auf. Der eine umfasst 0,5-1,5 mm große, styliforme Zähne mit einem langen Zahnhal und einer relativ kleinen, spitzen Schmelzkappe, die meist nach lingual abgewinkelt ist (Taf. 6, Fig. 3-6, 8). Der zweite Morphotyp beinhaltet gedrungene styliforme Zähne mit etwas breiterem Zahnhal, der sich nach apikal verjüngt und in eine kurze, spitze Schmelzkappe übergeht (Taf. 6, Fig. 7). Eine ausführlichere Beschreibung ist bei MUDROCH & THIES (1996) zu finden.

3.2.11.2. Familie *Histionotidae*

Histionotus [Taf. 6, Fig. 9]

Der Morphotyp von Zähnen des vorliegenden Materials, der dem Taxon *Histionotus* sp. zuzurechnen ist, beinhaltet 0,6-2,2 mm große, styliforme Zähne mit einer in lingualer oder labialer Ansicht meißelförmigen, stumpfen Schmelzkappe (Taf. 6, Fig. 9b). Der Zahnhals ist relativ lang und verjüngt sich in mesialer oder distaler Ansicht nach apikal bis zur schmalen Schmelzkappe (Taf. 6, Fig. 9a). Eine ausführlichere Beschreibung ist bei MUDROCH & THIES (1996) zu finden.

3.2.12. Ordnung Ionoscopiformes

3.2.12.1. Familie *Ionoscopidae*

Ionoscopus [Taf. 5, Fig. 1-10]

Innerhalb der Gattung *Ionoscopus* ist es durch erneute Studien an Exemplaren in der Sammlung des Naturhistorischen Museums von Lyon (MHNL) nun möglich, bestimmte abweichende Morphotypen unter Vorbehalt *I. desori* (THIOLLIÈRE 1858) zuzuordnen. Alle anderen Morphotypen verbleiben im Taxon *Ionoscopus* sp. mit der in MUDROCH & THIES (1996) vorgenommenen vollständigeren Beschreibung.

Der Morphotyp, der als *I. cf. desori* (THIOLLIÈRE 1858) bezeichnet ist, beinhaltet 0,8-2,5 mm große styliforme Zähne, die eine spitze Schmelzkappe haben (Taf. 5, Fig. 1-3). Die Schmelzkappe kann in seltenen Fällen eine leichte Schneide an der distalen bzw. mesialen Seite aufweisen (Taf. 5, Fig. 3). Der Zahn ist zwischen Zahnhals und Schmelzkappe in charakteristischer Weise eingeschnürt, aber nur an der lingualen (dort am stärksten), mesialen und distalen Seite (Taf. 5, Fig. 1). Der Zahnhals dieses Morphotyps zeigt eine deutliche Längsriefung des Schmelzes (Taf. 5, Fig. 3).

Unter dem Taxon *Ionoscopus* sp. werden zwei Morphotypen beschrieben (Taf. 5, Fig. 4-10). Der eine weist 0,5-1,5 mm große, styliforme Zähne auf, die eine nach lingual gebogene Schmelzkappe mit einer Schneide auf der mesialen und distalen Seite haben (Taf. 5, Fig. 4-7). Der zweite Morphotyp beinhaltet eher 0,4-1 mm große Zähne, die eine charakteristische Schmelzkappe auf einem apikal rundlich verjüngten Zahnhals tragen (Taf. 5, Fig. 8-10). Sie erscheint in der Lateralansicht wie ein kleiner scharfer Schmelzgrat (Taf. 5, Fig. 9, 10a), der apikal spitz zulaufen (Taf. 5, Fig. 10c) oder abgerundet sein kann (Taf. 5, Fig. 10b). Der Grat verläuft immer von seinem Ansatzpunkt in der Mitte der mesialen Zahnseite in einem deutlichen Bogen nach lingual bis zum Ansatzpunkt auf der distalen Zahnseite (Taf. 5, Fig. 8).

cf. Ionoscopus [Taf. 5, Fig. 11]

Für diesen Morphotyp, der neu im Oxfordium von Norddeutschland und den euhalinischen Ablagerungen von Boulogne aufgefunden wurde, gibt es bislang keinen Beleg bei vollartikulierten Fischfossilien. Er wurde aufgrund der größten Ähnlichkeit mit Zähnen von *Ionoscopus cf. desori* (THIOLLIÈRE 1858) unter Vorbehalt vorläufig zu *Ionoscopus* gestellt und dem Taxon *cf. Ionoscopus* sp. nov. zugeordnet. Da es sich aber auch um Branchialzähne von amiiformen Fischen handeln könnte, erfolgt eine endgültige Beschreibung dieses Morphotyps

erst nach eingehenderen systematischen Studien. Es handelt sich hierbei um 0,4-0,8 mm große, konische Zähne, die eine kurze, spitze, in linguale (?) Richtung weisende Schmelzkappe haben. Typischerweise sitzen an der Basis der Schmelzkappe mesial und distal kleine Nebenspitzen an. Dies ist bei Kieferzähnen von Actinopterygiern bislang noch nicht beobachtet worden.

Callopterus [Taf. 5, Fig. 12-15]

Durch erneute Studien an einem gut präparierten Exemplar (MHNL 15.469) in der Sammlung des Naturhistorischen Museums von Lyon ist es nun möglich, morphologisch abweichende Morphotypen von *Callopterus* sp. (MUDROCH & THIES 1996) abzutrennen und unter Vorbehalt *Callopterus agassizi* THIOLLIÈRE 1858 zuzuordnen. Außerdem wurden nach einer Neueinschätzung der Zähne von *C. insignis* TRAQUAIR 1911 und *Caturus* (*Callopterus* ?) *latidens* WOODWARD 1918 einige recht große Zähne als eigener Morphotyp erkannt und unter dem neuen Taxon *Vidalamia* ? sp. beschrieben. Eine Zuordnung dieser Arten aus dem europäischen Wealden zur jurassischen Gattung *Callopterus* erscheint immer fraglicher, wohingegen eine Einordnung bei den amiiden Fischen (sensu GRANDE & BEMIS 1998) immer plausibler wird. Für den verbleibenden Morphotyp, der bislang dem Taxon *Callopterus* sp. zugeordnet wurde, stellt sich die Frage, ob er überhaupt in dieser Gattung verbleiben kann, da er nun mit keinem vollartikulierten Belegexemplar mehr assoziiert ist (der Holotyp, MHNL 15.260, der Typusart von *Callopterus* THIOLLIÈRE 1873 ist im Bereich der Bezahnung unzureichend präpariert). Er wird aber mangels einer befriedigenden Neueinordnung solange in dem Taxon *Callopterus* sp. verbleiben müssen, bis seine Zuordnung eindeutig geklärt ist.

Der Morphotyp, der nun *C. cf. agassizi* THIOLLIÈRE 1858 zugeordnet werden kann, beinhaltet 0,5-1,2 mm große Zähne, die durch eine deutliche Schmelzriefung auf dem Zahnhals ausgezeichnet sind (Taf. 5, Fig. 12-14). Die spitze Schmelzkappe ist in linguale Richtung gebogen und weist einen scharfen mesiodistalen Grat (Schneide) auf, der an der Basis der Schmelzkappe fast an der labialen Seite ansetzt (Taf. 5, Fig. 12, 13).

Der Morphotyp von 0,7-1,5 mm großen Zähnen, der dem Taxon *Callopterus* sp. zugeordnet wird, weist styliforme Zähne auf, die eine stumpfkönische Schmelzkappe haben, die mit einer unscheinbaren Schneide an der mesialen und distalen Seite versehen ist (Taf. 5, Fig. 15). Die Schmelzkappe ist normalerweise aufrecht ohne nach lingual zu weisen, obwohl sie auf ihrer lingualen Seite häufig leicht eingeschnürt ist (Taf. 5, Fig. 15c).

3.2.13. Ordnung Amiiformes

3.2.13.1. Familie Caturidae

Caturus [Taf. 5, Fig. 16, 17]

Bei dem Morphotyp von Zähnen, der dem Taxon *Caturus* sp. zugeordnet werden muss, handelt sich um 0,7-3,2 mm große, länglich-styliforme Zähne mit einer langgestreckten spitzen Schmelzkappe mit einer prominenten Schneide, die ihnen in Lingual- oder Labialansicht ein pfeilförmiges Aussehen verleiht (Taf. 5, Fig. 16a, b, 17b, c). Der Zahnhals ist in typischer Weise von basal nach apikal in linguale Richtung gekrümmt, während die Schmelzkappe gerade gestreckt bleibt (Taf. 5, Fig. 16c, 17a). Außerdem ist die Lingualseite der Zähne stark abgeflacht, während die rundliche Labialseite sich bis zum Apex verjüngt. Eine ausführlichere Beschreibung ist bei MUDROCH & THIES (1996) zu finden.

3.2.13.2. Familie Amiidae

Vidalamia ? [Taf. 5, Fig. 18, 19]

Mit der Studie von GRANDE & BEMIS (1998) über die Amiiden (Amia-Verwandte) ist es nun möglich, einen Zahnmorphotyp, der bei MUDROCH & THIES (1996) unter dem Taxon *Callopterus* sp. eingeordnet ist, mit Unsicherheit der Gattung *Vidalamia* zuzuordnen. Die Zuordnung ist hier vorerst konzeptionell, da bislang von mir kein vollartikulierte Exemplar der Gattung *Vidalamia* aus der Unterkreide Spaniens auf seine Bezahnung hin untersucht wurde. Nach GRANDE & BEMIS (1998) weisen unter den amiiformen Fischen der Familie Amiidae nur die Vidalamiinae eine Schneide auf der Schmelzkappe auf und die von ihnen abgebildeten Zähne der kretazischen Gattung *Melvius* (GRANDE & BEMIS 1998: Fig. 286 F, 288 H) zeigen sehr große Ähnlichkeit mit dem vorliegenden Morphotyp. Aus paläobiogeographischen Gründen (die Calamopleurini sind anders als die Vidalamiini nur von den Südkontinenten bekannt) und da die Beschreibung der Zähne von *Vidalamia* gut zu dem hier diskutierten MT passt, erscheint eine vorläufige Zuordnung zum Taxon *Vidalamia* ? sp. gerechtfertigt. Eventuell gehören die hier beschriebenen Zähne aber auch zu einem neuen (jurassischen) Mitglied der Vidalamiinae.

Der Morphotyp beinhaltet 1,5-8 mm große styloforme Zähne mit einer aufrechten runden Schmelzkappe, die in der Lingual- bzw. Labialansicht lanzenförmig aussehen (Taf. 5, Fig. 18). Die Schmelzkappe weist eine deutliche Schneide auf und ist auf der labialen und lingualen Seite leicht abgeflacht (Taf. 5, Fig. 19).

3.2.14. Ordnung Aspidorhynchiformes

3.2.14.1. Familie Aspidorhynchidae

cf. Aspidorhynchus [Taf. 6, Fig. 10-12]

Durch die Neuaufsammlungen in den euhalinen Fazies aus Norddeutschland und Frankreich ist es nun möglich einen Morphotyp nachzuweisen, der unter Vorbehalt dem Taxon *Aspidorhynchus* sp. zuzuordnen ist. Zähne dieses Typs werden in KRIWET et al. (1997) beschrieben und abgebildet. Es handelt sich um 0,8-5 mm große spitzkonische Zähne, die oberhalb des Zahnhalses ohne deutliche Einschnürung in eine stumpf- bis spitzkonische Schmelzkappe übergehen. Der Zahnhals, der bei einigen Zähnen von basal nach apikal stark in linguale Richtung gebogen sein kann (Taf. 6, Fig. 10, 12), zeigt häufig ein Ornament von kleinen senkrechten Schmelzgraten (Taf. 6, Fig. 11).

Belonostomus [Taf. 6, Fig. 13-16]

Die Zähne des Morphotyps, der dem Taxon *Belonostomus* sp. zuzuordnen ist (MUDROCH & THIES 1996), sind 0,4-2,5 mm groß und spitzkonisch. Der mit senkrechten Schmelzgraten ornamentierte Zahnhals geht mit einer Einschnürung in die einfache spitzkonische Schmelzkappe über. Der Zahnhals kann von basal nach apikal in linguale Richtung gebogen sein (Taf. 6, Fig. 15, 16).

3.2.15. Ordnung Pachycormiformes

3.2.15.1. Familie Pachycormidae

Sauropsis ? [Taf. 6, Fig. 17-19]

Der Morphotyp von Zähnen, die mit Unsicherheit dem Taxon *Sauropsis* sp. zuzuordnen sind, entsprechen in ihrer Beschreibung der bei MUDROCH & THIES (1996), die die konzeptionelle Zuordnung zur pachycormiformen Gattung *Sauropsis* begründen. Es handelt sich um 0,5-1,5 mm große, spitzkonische Zähne mit einem Ornament aus tiefen senkrechten Graten auf dem Zahnhals. Die runde Schmelzkappe zeigt einen schwachen mesiodistalen Grat, der die linguale und labiale Seite (beide leicht abgeflacht) voneinander trennt (Taf. 6, Fig. 17, 19).

3.2.16. Ordnung Ichthyodectiformes

3.2.16.1. Familie Ichthyodectidae

Thrissops [Taf. 6, Fig. 20]

Die Zuordnung eines Morphotyps zu *Thrissops subovatus* MÜNSTER in AG. 1844 wurde bereits mit der dazugehörigen ausführlichen Beschreibung in MUDROCH & THIES (1996) diskutiert. Neu hinzugekommene Zähne, die recht ähnlich aussehen, aber nicht dieser Art zugeordnet werden können, werden dem Taxon *Thrissops* sp. zugeordnet. Die Zähne des ersten Morphotyps sind 1-2 mm groß, länglich styliform und haben einen stark nach lingual gebogenen Zahnhals, dem ohne deutliche Einschnürung eine kurze konische Schmelzkappe aufsitzt. Zähne des zweiten Morphotyps haben eine spitzere oder stumpfere Schmelzkappe und sind insgesamt nur schwach nach lingual gebogen.

3.2.17. Ord. indet.

3.2.17.1. Fam. indet. (*Teleostei*)

Gen. indet [Taf. 6, Fig. 21]

Es gibt einige Zähne, die zwar aus morphologischen Gründen als Teleosteer-Zähne identifiziert, aber keiner konkreten Gruppe innerhalb der Teleostei zugeordnet werden können. Sie verbleiben als Zahn eines unbestimmten Teleosteers (*Teleostei* fam., gen et spec. indet.), bis sie auf vollartikulierten Exemplaren nachgewiesen werden können. Als Beispiel ist hier ein seitlich abgeflachter Zahn von ungefähr 1,8 mm Größe mit kurzer spitzer Schmelzkappe abgebildet, der eine deutliche Einschnürung zwischen Zahnhals und Schmelzkappe aufweist.

3.2.17.2. Fam. indet. (*Osteichthyes, Actinopterygii?*)

Gen. indet [Taf. 6, Fig. 22]

Manche Zähne können keiner Ordnung von Actinopterygiern sicher zugeordnet werden und noch nicht einmal diese Position ist eindeutig geklärt. Sie sind auf jeden Fall als Knochenfischzähne (*Osteichthyes*) anzusprechen und verbleiben bei den Strahlenflossern, weil sie keine Affinität zu den Sarcopterygii aufweisen. Als Beispiel ist hier ein Morphotyp abgebildet, der einen einfach

gebauten spitzkonischen Zahn von ca. 2,5 mm Größe zeigt, der einen leicht gebogenen Zahnhals mit dicker Ganoinschmelzaufgabe hat, welcher apikal in eine kurze spitze Schmelzkappe übergeht.

Klasse Reptilia (Unterklasse Archosauromorpha)

3.2.18. Ordnung Crocodylia

3.2.18.1. Familie Atoposauridae

cf. Theriosuchus [Taf. 6, Fig. 24]

Die Morphotypen, die unter Vorbehalt dem Taxon *Theriosuchus* sp. zugeordnet werden, sind in THIES et al. (1997) beschrieben und abgebildet. Es handelt sich um 1,1-1,5 mm große, lanzenförmige Zähne mit rundlichem Apex, die eine deutliche gerade Schneide und senkrechte Schmelzfalten aufweisen. In lateralen Gebisspositionen sind diese Zähne flacher, breiter und gerade gestreckter (Taf. 6, Fig. 24a) als in frontaler Position, wo sie schmaler und nach lingual gebogen sind (Taf. 6, Fig. 24b).

3.2.18.2. Fam. indet.

Gen. nov. [Taf. 6, Fig. 23]

Der Morphotyp dieses Taxons ist bislang nur in einigen wenigen Exemplaren im Kimmeridge der Lokalität Oker gefunden worden. Es handelt sich wohl um Zähne eines kleinen durophagen Krokodils, welches in dieser Form noch nicht beschrieben worden ist. Sie weisen zwar, vermutlich aufgrund der Ernährungsweise, gewisse morphologische Ähnlichkeiten zu Zähnen von *Bernissartia* (BRINKMANN 1989) auf, können aber nicht wirklich mit diesem Taxon assoziiert werden. Es handelt sich entweder um juvenile Formen oder um die Art einer neuen Gattung mit unsicherer Familienzugehörigkeit innerhalb der Crocodylia (Crocodylia fam indet., gen. et spec. nov.). Diese Zähne sind 0,6-1,2 groß und sehen höckerförmig aus. In Lateralansicht sitzt dem Zahn apikal eine kleine flache Schmelzkrone auf (Taf. 6, Fig. 23a), die in Apikalansicht unregelmäßig geformt ist (Taf. 6, Fig. 23b). Auf dem apikalen Teil des Zahns, von der Schmelzkrone wegführend, befinden sich senkrechte Schmelzfalten.

3.3. Faunenlisten von Norddeutschland

3.3.1. Oxfordium

Die Mikrovertebratenfaunen des norddeutschen Oxfordiums stehen noch ganz am Anfang ihrer Untersuchung, deshalb hat eine systematische Auflistung der Inhalte zurzeit noch stark provisorischen Charakter. Größere Beprobungen von Aufschlüssen in Schichten des Oxfordiums (oberster Teil des Ornatenton?, Heersumer Schichten, joH, und Korallenoolith, joKO, GRAMANN et al. 1997) sind erst 1998/99 im Rahmen von Examensarbeiten am IGP Hannover (Dissertation HELM: Lokalität Hirschkopf, eine Großprobe aus der *florigemma*-Bank; Diplomarbeit REUTER: Lokalität Hainholz I, eine Großprobe aus der oberen Korallenbank) erfolgt und vorläufig ausgewertet. Auch die Lokalität Dielmüssen (joH, 2 Schichten beprobt) hat eine nennenswerte Anzahl an verwertbaren Mikroresten aufzuweisen. Die Lokalitäten Heersum

und Wendhausen haben in der Vorprobe nur einige wenige Fischzähne (überw. *Caturus* sp.) erbracht, weshalb keine weiteren Sedimentproben entnommen wurden (die Sr-geochemischen Untersuchungen an Material aus der Lokalität Heersum wurden an Zähnen aus den Vorproben unternommen). Aus der Lokalität Hannover liegen nur Makrofossilien vor, die überwiegend im letzten Jahrhundert in heute nicht mehr zugänglichen Steinbrüchen gesammelt wurden und heute in der Sammlung des GPH liegen. Wenn die Zuordnung zu Schichten des Korallenoolith glaubhaft gegeben ist, wurden die jeweiligen Taxa in die nachfolgende Faunenliste integriert. Die Faunenliste wurde so um den Elasmobranchier *Asteracanthus* cf. *ornatissimus* AG. 1837 und die pycnodontiformen Actinopterygier *Gyrodus* sp., *Macromesodon* sp. und *Proscinetes* sp. erweitert. Warum diese vier Taxa nicht in den Mikrofaunen zu finden waren, könnte zum einen an der Größe ihrer Zähne und zum anderen auch an Faziesunterschieden liegen, da die bislang bearbeiteten Mikrofaunen aus dem Oxfordium allesamt aus Schichten gewonnen wurden, die mit einem riffnahen Lebens- und Ablagerungsraum in Verbindung stehen. Anhand der Vorläufigkeit der taxonomischen Ergebnisse, vor allem bei den Elasmobranchiern, wird auf eine getrennte Darstellung für die Heersumer Schichten und den Korallenoolith verzichtet. Bei Zunahme des Kenntnisstands erscheint aber eine differenzierte Betrachtung der Fischfauna aufgrund fazieller Verschiedenheit als sinnvoll.

Vorläufig konnten anhand der vorliegenden Mikroreste und einiger Makroreste in den norddeutschen Proben folgende Taxa identifiziert werden:

Klasse Chondrichthyes

Unterklasse Elasmobranchii

Ordnung Ctenacanthiformes

Überfamilie Hybodontoida

Asteracanthus cf. *ornatissimus* AG. 1837 (OZ)

Polyacrodus sp. (OZ)

Hybodus sp. (OZ + PS)

Hybodontoida fam., gen., et mult. spec. indet. (PS)

Kohorte Neoselachii

Ordnung Synechodontiformes

Sphenodus sp. (OZ, PS)

'*Synechodus*' sp. (OZ)

Synechodontiformes, fam., gen. et spec. indet. (PS)

Ordnung Squaliformes

Protospinax sp. (OZ, PS)

Ordnung Squatiniformes

Squatinidae gen. et spec. indet. (OZ, PS)

Ordnung Heterodontiformes

Heterodontus sp. (OZ, PS)

Ordnung Orectolobiformes

gen. et spec. nov. 1 (OZ)

gen. et spec. nov. 2 (OZ)

Ordnung Carcharhiniformes

Corysodon sp. (OZ)

Palaeoscyllium formosum WAGNER 1857 (OZ)

- Ordnung Rajiformes
 - cf. *Spathobatis* sp. (OZ)
 - Asterodermus* sp. (PS)
 - Rhinobatoidea, gen et spec. indet (PS)

Klasse Osteichthyes

Unterklasse Actinopterygii

Division Halecostomi

- Ordnung Semionotiformes
 - Lepidotes* sp.
- Ordnung Macrosemiiformes
 - cf. *Macrosemius* sp.
 - Notagogus* sp.

Halecomorphi

- Ordnung Ionoscopiformes
 - Ionoscopus* cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858)
 - Ionoscopus* sp.
 - cf. *Ionoscopus* sp. nov.
 - Callopterus* cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858
- Ordnung Amiiiformes
 - Caturus* sp.

Teleostei

- Ordnung Aspidorhynchiformes
 - cf. *Aspidorhynchus* sp.
- Ordnung indet.
 - Fam., gen. et spec. indet.

3.3.2. Kimmeridgium

Die Mikrovertebratenfaunen des norddeutschen Kimmeridgiums sind von allen bislang geborgenen Faunen des norddeutschen Oberjuras die am besten bearbeiteten. Größere Beprobungen von Aufschlüssen in Schichten des Kimmeridgiums (oberer Korallenoolith?, unterer, mittlerer und oberer Kimmeridge) sind bereits 1991/92 in den Lokalitäten Oker und Uppen erfolgt und 1995 durch Material aus den Lokalitäten Holzen I und Pötzen ergänzt worden. Die für das Kimmeridgium erarbeitete Faunenliste stützt sich hauptsächlich auf die Profile der Lokalitäten Oker (24 Schichten beprobt) und Uppen (6 Schichten beprobt). In der Lokalität Holzen I (Profil am Wintjenberg, HERRMANN 1971) war lediglich eine Schicht beprobungswürdig, die in ihrer Zusammensetzung den bekannten Fischfaunen aus Oker und Uppen entspricht. Die Fischzähne aus dem Kimmeridge-Profil der Lokalität Pötzen (5 Schichten beprobt) sind stark abgerollt und die Fischfauna vermutlich nur relikthaft erhalten. Auf eine getrennte Darstellung der Fischfauna des norddeutschen Kimmeridgiums für den unteren, mittleren und oberen Kimmeridge wird hier zugunsten einer Sammelauflistung verzichtet, da es aufgrund der ungünstigen biostratigraphischen Korrelationsmöglichkeiten für die einzelnen Profile im Norddeutschen Oberjurabecken schwer ist, Wechsel im Faunenbestand auf einem höheren Niveau als Schicht für Schicht plausibel darzustellen. Für die Knochenfische der Lokalität Oker ist dies jedoch bereits publiziert (MUDROCH & THIES 1996) und muss hier nicht wiederholt werden. Außerdem liegen die Faunen der drei Zeitabschnitte zeitlich enger

beieinander (Unterkimmeridgium), als dies bei den Faunen aus den beprobten Abschnitten des Tithoniums der Fall ist.

Anhand der vorliegenden Mikroreste konnten in den norddeutschen Proben folgende Taxa identifiziert werden:

Klasse Chondrichthyes

Unterklasse Elasmobranchii

Ordnung Ctenacanthiformes

Überfamilie Hybodontoida

Hybodus sp. (OZ, PS)

Lissodus multicuspidatus DUFFIN & THIES 1997 (OZ)

Lissodus curvidens DUFFIN & THIES 1997 (OZ)

Lissodus noncostatus DUFFIN & THIES 1997 (OZ)

Polyacrodus gramanni DUFFIN & THIES 1997 (OZ)

Fam., gen., et mult. spec. indet. (PS)

Kohorte Neoselachii

Ordnung Squaliformes

Protospinax annectans WOODWARD 1919 ? (OZ)

Ordnung Heterodontiformes

Heterodontus sp. (OZ, PS)

Ordnung Orectolobiformes

cf. *Phorcynis* sp. (PS)

gen. et spec. nov. 1 (OZ)

gen. et spec. nov. 2 (OZ)

Ordnung Carcharhiniformes

Corysodon sp. (OZ)

Palaeoscyllium formosum WAGNER 1857 (OZ)

Fam., gen. et spec. nov. (OZ)

Ordnung Rajiformes

Spathobatis uppensis THIES 1983 (OZ)

Spathobatis mutterlosei THIES 1983 (OZ)

Asterodermus sp. 1 (PS)

Asterodermus sp. 2 (PS)

Asterodermus sp. 3 (PS)

Belemnobatis morinicus (SAUVAGE 1873) ? (OZ)

Fam., gen. et spec. nov. (OZ)

Klasse Osteichthyes

Unterklasse Actinopterygii

Division Halecostomi

Ordnung Semionotiformes

Lepidotes sp.

Ordnung Pycnodontiformes

Macromesodon sp.

Proscinetes sp.

Coelodus sp.

Ordnung Macrosemiiformes

Notagogus sp.

Histionotus sp.

Halecomorphi

Ordnung Ionoscopiformes

Ionoscopus cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858)

Ionoscopus sp.

Callopterus cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858

Callopterus sp.

Ordnung Amiiiformes

Caturus sp.

Vidalamia ? sp.

Teleostei

Ordnung Aspidorhynchiformes

Belonostomus sp.

Ordnung Pachycormiformes

Sauropsis ? sp.

Ordnung Ichthyodectiformes

Thrissops subovatus MÜNSTER in AG. 1844

Klasse Reptilia

Unterklasse Archosauromorpha

Ordnung Crocodylia

cf. *Theriosuchus* sp.

Fam. indet., gen. et spec. nov.

Teleosaurus sp.

Machimosaurus hugii MEYER 1837

3.3.3. Tithonium

3.3.3.1. *Gigas*-Schichten

Die Fischfauna des nordwestdeutschen Tithons war bislang noch gänzlich unbekannt. Die Knochenfischfauna der *Gigas*-Schichten kann in dieser Studie zum ersten Mal vorgestellt werden. Die im Folgenden aufgeführte Gesamtfauenliste fußt auf der systematischen Einordnung der Knochenfischzähne und der vorläufigen Bearbeitung der Reste von Elasmobranchiern aus den Lokalitäten Varrigsen (3 Schichten) und Holzen II (5 Schichten).

Anhand der vorliegenden Mikroreste konnten in den Proben aus den *Gigas*-Schichten folgende Taxa identifiziert werden:

Klasse Chondrichthyes

Unterklasse Elasmobranchii

Kohorte Neoselachii

Ordnung Orectolobiformes

Phorcynis cf. *catulina* THIOLLIÈRE 1854 (OZ)

- Ordnung Carcharhiniformes
cf. *Palaeoscyllium* (OZ)
- Ordnung Rajiformes
Belemnobatis sp. (OZ)
- Neoselachii indet. (PS)

Klasse Osteichthyes

Unterklasse Actinopterygii

Division Halecostomi

- Ordnung: Semionotiformes
Lepidotes sp.
- Ordnung: Pycnodontiformes
Gyrodus sp.
Macromesodon sp.
Proscinetes sp.
Coelodus cf. *mantelli* AG.
Coelodus sp.
- Ordnung: Macrosemiiformes
cf. *Macrosemius* sp.
Notagogus sp.
Histionotus sp.

Halecomorphi

- Ordnung Ionoscopiformes
Ionoscopus cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858)
Ionoscopus sp.
Callopterus sp.
- Ordnung Amiiiformes
Caturus sp.
Vidalamia ? sp.

Teleostei

- Ordnung Aspidorhynchiformes
Belonostomus sp.
- Ordnung Pachycormiformes
Sauropsis ? sp.
- Ordnung indet.
Fam., gen, et spec. indet.

Klasse Reptilia

Unterklasse Archosauromorpha

- Ordnung Crocodylia
cf. *Theriosuchus* sp.
Teleosaurus (syn. *Steneosaurus*) sp.

3.3.3.2. Eimbeckhäuser Plattenkalk

Die Beprobung eines Horizonts aus Holzen II (P1 in Anhang A, Profil 5), der den Schichten des Eimbeckhäuser Plattenkalks zugeordnet wird, hat nur wenige isolierte Zähne des Actinopterygier-Taxons *Caturus* sp. (Halecomorphi, Amiiiformes) erbracht. In einem marinen Kalkstein-Bonebed aus der Lokalität Hainholz (Anhang A, Profil 2) befanden sich neben großen

Mengen von fragmentarischen Fischresten (Knochenrümmer, Wirbelkörper, Ganoidschuppen, etc.), die überwiegend von Teleosteen stammen, einige wenige systematisierbare Zähne (34 Exemplare). Diese konnten 7 verschiedenen Actinopterygiern zugeordnet werden, die im Folgenden aufgelistet sind. Eine weitergehende faunistische Analyse verbietet sich aber aufgrund der geringen Zahl. Die Kenntnis über die Fischfauna dieser zeitlich-lithologischen Einheit konnte mit dieser Arbeit zwar ein wenig erweitert werden, es fehlen aber noch Horizonte, die deutlich mehr Fischzähne beinhalten, um die Faunen dieses Zeitraums besser charakterisieren zu können.

Klasse Osteichthyes

Unterklasse Actinopterygii

Division Halecostomi

Ordnung: Semionotiformes

Lepidotes sp.

Ordnung: Pycnodontiformes

cf. *Proscinetes* sp.

Halecomorphi

Ordnung Ionoscopiformes

Ionoscopus cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858)

cf. *Ionoscopus* sp.

Callopterus cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858

Ordnung Amiiiformes

Caturus sp.

Teleostei

Ordnung Ichthyodectiformes

cf. *Thrissops* sp.

3.3.3.3. Münder Mergel

Die beprobten Abschnitte des Münder Mergel liegen alle im oberen Teil der Abfolge, die im Norddeutschen Becken den Übergang zum Berriasium markiert (GRAMANN et al. 1997). Es handelt sich um 2 Proben aus der Lokalität Sparensiek und 6 Proben aus der Lokalität Thüste. Es waren aber nicht in allen 8 Proben Mikrovertebratenreste enthalten. Lediglich Probe P1 aus Sparensiek (Anhang A, Profil 8) und Probe PX und P2 aus Thüste (Anhang A, Profil 9) enthielten überhaupt Fischzähne. Die Probe PX aus den oolithischen Serpelkalksteinen wies aber eine reichhaltige Fauna auf, die den wesentlichen Anteil an der unten aufgeführten Faunenliste hat. Außer einigen Abbildungen in MARTIN & WEILER (1957), die Zähne von *Caturus* sp., *Lepidotes* sp. und *Belonostomus* sp. abbilden, ist der Nachweis der aufgefundenen Taxa für das norddeutsche Becken erstmalig.

Anhand der bislang vorliegenden Mikroreste konnten in den Proben aus dem Münder Mergel (Obertithonium in Norddeutschland) folgende Taxa identifiziert werden:

Klasse Chondrichthyes

Unterklasse Elasmobranchii

Kohorte Neoselachii

Ordnung Synechodontiformes

'*Synechodus*' sp. (OZ)

Ordnung Rajiformes
Rhinobatidae indet. (OZ)

Klasse Osteichthyes

Unterklasse Actinopterygii

Division Halecostomi

Ordnung: Semionotiformes

Lepidotes sp.

Ordnung: Pycnodontiformes

Proscinetes sp.

Ordnung: Macrosemiiformes

Notagogus sp.

Halecomorphi

Ordnung Ionoscopiformes

Ionoscopus sp.

Callopterus sp.

Ordnung Amiiiformes

Caturus sp.

Teleostei

Ordnung Aspidorhynchiformes

Belonostomus sp.

Ordnung Pachycormiformes

Sauropsis ? sp.

Ordnung Ichthyodectiformes

cf. *Thrissops* sp.

3.4. Faunenlisten der Lokalität Boulogne

3.4.1. Faunen der euhalinen Schichten des Boulonnais

Die Faunenliste beruht auf der systematischen Auswertung der isolierten Fischzähne der Probenschichten AMW1, CMW1-6, ACH1-5, AC1-4, AW1-3, ASC1-3 aus der Lokalität Boulogne, die allesamt als Ablagerungen des euhalinen Milieus anzusehen sind. Eine eingehendere systematische Bearbeitung der Elasmobranchier-Reste könnte in Zukunft noch zu Veränderungen in dieser Auflistung führen. Die von SAUVAGE (1868, 1873, 1880, 1901) an Makrofunden aus dieser Fundstelle aufgestellten Taxa wurden wegen der methodischen Unterschiede nicht in diese Liste aufgenommen. Die Studie von CUNY et al. (1991) an Vertebratenresten aus Sedimenten des Boulonnais führt zwar einige der unten aufgelisteten Taxa auf, ihr Material stammt aber vermutlich aus landnäheren, eventuell süßwasserbeeinflussten Ablagerungen, da auch Dinosaurierzähne in dem Material gefunden wurden. Es gibt darüber hinaus auch taxonomische und methodische Einwände gegen die Ergebnisse von CUNY et al. (1991), die dazu geführt haben, dass die von ihnen beschriebenen Taxa nicht in diese Liste aufgenommen worden sind. So haben sie z. B. mit einer Siebgröße von 0,8 mm geschlämmt und damit Zähne zwischen 0,2 und 0,8 mm nicht in ihrem Material, was zur Folge hat, dass ihnen einige der hier aufgeführten Taxa, die nur durch kleinere Zähne belegt sind, fehlen.

Anhand der bislang vorliegenden Mikroreste konnten in den Proben von Boulogne folgende Taxa identifiziert werden:

Klasse Chondrichthyes**Unterklasse Elasmobranchii**

Ordnung Ctenacanthiformes

Überfamilie Hybodontoida

Hybodus fraasii BROWN 1900 (PS)*Hybodus* cf. *obtusus* AGASSIZ 1843 (PS)*Hybodus* sp. (OZ, PS)*Lissodus curvidens* DUFFIN & THIES 1997 (OZ)*Lissodus* sp. (OZ)*Polyacrodus* sp. (OZ)**Kohorte Neoselachii**

Ordnung Synechodontiformes

Sphenodus sp. (OZ, PS)'*Synechodus*' sp. (OZ)

Paleospinacidae gen. et spec indet. (PS)

Ordnung Squaliformes

Protospinax annectans WOODWARD 1919 ? (OZ)

Ordnung Squatiniformes

Squatina sp. (OZ, PS)

gen. et spec. nov. 1 (OZ, PS)

gen. et spec. nov. 2 (OZ)

Ordnung Heterodontiformes

Heterodontus sp. (OZ, PS)

Ordnung Orectolobiformes

gen. et spec. nov. ? (OZ, PS)

Ordnung Carcharhiniformes

Corysodon sp. (OZ)

Ordnung Rajiformes

Belemnobatis morinicus (SAUVAGE 1873) (OZ)*Belemnobatis* sp. (OZ)*Spathobatis* sp. (OZ)*Asterodermus* spp. (PS)**Klasse Osteichthyes****Unterklasse Actinopterygii****Division Halecostomi**

Ordnung Semionotiformes

Lepidotes sp.

Ordnung Pycnodontiformes

Gyrodus sp.*Macromesodon* sp.*Proscinetes* sp.*Coelodus* sp.

Ordnung Macrosemiiformes

cf. *Macrosemius* sp.*Notagogus* sp.*Histionotus* sp.

Halecomorphi

Ordnung Ionoscopiformes

Ionoscopus cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858)

Ionoscopus sp.

cf. *Ionoscopus* sp. nov.

Callopterus cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858

Callopterus sp.

Ordnung Amiiiformes

Caturus sp.

Vidalamia ? sp.

Teleostei

Ordnung Aspidorhynchiformes

Belonostomus sp.

cf. *Aspidorhynchus* sp.

Ordnung Pachycormiformes

Sauropsis ? sp.

Ordnung indet.

Fam., gen. et spec. indet.

3.4.2. Die Brackwasser-Fauna der Grès de la Crèche

Die Fauna in der Probenschicht GCR 1 wird hier getrennt aufgeführt, da sie sich grundlegend von denen der anderen beprobten Schichten unterscheidet. Der Horizont in den Grès de la Crèche, aus dem diese Probe stammt, wird von PROUST et al. (1995) als estuariner Mergel gedeutet. Die Mikrovertebratenassoziation wird dementsprechend als Abbild einer Fauna aus dem untersalzten Milieu gedeutet.

Anhand der bislang vorliegenden Mikroreste konnten in den Proben von Boulogne folgende Taxa identifiziert werden:

Klasse Chondrichthyes**Unterklasse Elasmobranchii**

Ordnung Ctenacanthiformes

Überfamilie Hybodontoida

Hybodus fraasii BROWN 1900 (PS)

Hybodus cf. *obtusus* AGASSIZ 1843 (PS)

Hybodus sp. (OZ, PS)

Lissodus sp. (OZ)

Polyacrodus sp. (OZ)

Kohorte Neoselachii

Ordnung Rajiformes

Belemnobatis cf. *morinicus* (SAUVAGE 1873) (OZ)

Asterodermus sp. (PS)

Klasse Osteichthyes**Unterklasse Actinopterygii****Division Halecostomi**

Ordnung Semionotiformes

Lepidotes sp.

Ordnung Pycnodontiformes

Macromesodon sp.*Coelodus* cf. *mantelli* AG.*Coelodus* sp.

Ordnung Macrosemiiformes

Macrosemius sp.*Histionotus* sp.**Halecomorphi**

Ordnung Ionoscopiformes

Ionoscopus cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858)*Callopterus* sp.

Ordnung Amiiiformes

Caturus sp.**Teleostei**

Ordnung Aspidorhynchiformes

Belonostomus sp.

Ordnung indet.

Fam., gen. et spec. indet.

4. Geochemische Untersuchungen

4.1. Auswahl der Untersuchungsmethoden

Die Verwendung von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen in fossilen Fischzähnen als Indikator für Paläosalinitäten stellt, angeregt durch die Studie von SCHMITZ et al. (1991), die zentrale Untersuchungsmethode dieser Arbeit dar. Sie wurde ausgewählt, um Aussagen über das Salinitätsmilieu der Habitate zu ermöglichen, in welchen die jeweiligen Fische gelebt und das in ihre Zähne eingebaute Sr aufgenommen haben. Eine generelle Diskriminierung von Süßwasser- und Salzwasserhabitaten sollte so mithilfe von Strontiumisotopenverhältnissen zwar immer möglich sein (MUDROCH et al. 1999, POYATO-ARIZA et al. 1998), eine Differenzierung innerhalb der marinen und brackischen Habitate ist dagegen nur unter restriktiven ozeanographischen Randbedingungen (HOLMDEN et al. 1997, SCHMITZ et al. 1997), wie man dies für weite Teile des küstennahen norddeutschen Kimmeridge-Meeres annehmen kann (GRAMANN & LUPPOLD 1991), möglich. Obwohl Sr überwiegend in vivo als Ca-Substitut in die Fischzähne eingebaut wird, ist die Möglichkeit einer post mortem erfolgten Veränderung des ursprünglichen Sr-Gehalts nicht völlig auszuschließen (MUDROCH et al. 1999). Um originale von diagenetisch erworbenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen unterscheiden zu können, wurden bei der Analyse der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse durch die Methode der Isotopenverdünnung (FAURE 1986: 61f.) immer auch die zugehörigen Sr-Konzentrationen in den untersuchten Fischzähnen ermittelt.

Um einen Eindruck von möglichen nachträglichen chemischen Veränderungen des Zahnphosphats auf den substituierbaren Ca-Positionen zu bekommen, wurden in den Fischzähnen der Gehalt an Seltenen Erdelementen (REE) ermittelt, da REE nahezu ausschließlich post mortem (frühdiagenetisch) in den Zahn eingebaut werden (REYNARD et al. 1999, WRIGHT et al. 1987). SCHMITZ et al. (1991) betrachten beispielhaft den Lanthan-Gehalt in den von ihnen beprobten Fischresten, wobei sie argumentieren, dass die REE-Konzentration eine Aussage darüber zulässt, wie lange ein Zahn an der Sediment/Wasser-Grenze gelegen hat und dort einem stärkeren Stoffaustausch unterworfen war. Ein erhöhter frühdiagenetischer Stoffaustausch auf den Ca-Positionen des Zahnphosphats würde demnach auch die strontiumisotopische Zusammensetzung der Zähne beeinflussen. Darüber hinaus bietet sich mit der Ermittlung der REE die Möglichkeit, etwas über die Sedimentationsraten und über die Paläo-Redox-Bedingungen im Sediment, in das die untersuchten Zähne eingebettet wurden, zu erfahren (LAENEN et al. 1997, WRIGHT et al. 1987, WRIGHT 1990).

Eine Methode, um mögliche Langzeitveränderungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse durch diffusiven Stoffaustausch mit meteorischen Wässern zu überprüfen, ist die Messung von stabilen Sauerstoffisotopen-Verhältnissen ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ausgedrückt in $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$) in der phosphatischen Phase des Zahns. Sollte das Zahnphosphat zeitweilig ein offen-diffusives System gewesen sein und sich sein mittlerer $\delta^{18}\text{O}$ -Wert mit meteorischen Werten äquilibriert haben, könnte dies auch für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse angenommen werden. Außerdem ermöglichen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in phosphatischen Resten von Fischen aus dem marinen Milieu die Bestimmung von Paläotemperaturen (KOLODNY & LUZ 1991). Auch die Möglichkeiten einer Rekonstruktion von Paläosalinitäten mittels der stabilen Sauerstoffisotopen wird diskutiert; sie stellt sich aber als ein schwierig zu modellierendes System mit vielen unbekanntem Einflussgrößen dar, die nur eine begrenzte Aussagekraft haben. Diese wie auch die beiden anderen Methoden werden allgemein als besonders geeignete Tracer in Bioapatiten angesehen, da die Wahrscheinlichkeit der Erhaltung von originalen Zuständen hierbei besonders hoch ist (KOLODNY & LUZ 1992).

Die mit einer Mikrosonde an drei Dünnschliffen von Zähnen der Art *Lepidotes* sp. durchgeführte exemplarische Bestimmung einiger für fossile Bioapatite wichtiger Haupt- und Nebenelemente (Ca, P, Na, Mg, K, Fe, Mn) diente dazu, etwas über die allgemeine chemische Zusammensetzung und den Mineralisierungsgrad der untersuchten fossilen Fischzähne zu erfahren. Dabei war es auch wichtig zu wissen, ob es diesbezüglich Unterschiede zwischen den drei Zahngewebetypen Dentin, Acrodin und Ganoïn gibt.

4.2. Strontium-Isotopengeochemische Analysen

4.2.1. Zur Geochemie von Strontium

4.2.1.1. Verteilung von Sr in Litho-, Hydro- und Biosphäre

Lithosphäre

[Werte überwiegend aus FAURE (1986) und WEDEPOHL (1974) entnommen]

Strontium ist gemäß seiner durchschnittlichen Verteilung in der oberen Erdkruste ein Spurenelement. Es ist ein zweiwertiges Erdalkalimetall und in der Lithosphäre an bestimmte Mineralphasen gebunden, in denen es die Kalziumposition ersetzen kann (z. B. Kalzit, Aragonit, Apatit, Ca-Feldspäte). Es besitzt 4 stabile Isotope ^{84}Sr (0,5 %), ^{86}Sr (9,5 %), ^{87}Sr (~7 %), ^{88}Sr (83 %), wobei eines, ^{87}Sr , aus dem langzeit-radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb (Halbwertszeit: $4,88 \times 10^{10}$ a, Zerfallskonstante $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, STEIGER & JÄGER 1977) entsteht und sich somit kontinuierlich in der Kruste anreichert. Da auch Rb, mit dem stabilen Isotop ^{85}Rb (72,2 %) und dem instabilen (radioaktiven) ^{87}Rb (27,8 %), ein Spurenelement mit ähnlichen Häufigkeiten wie Sr ist, aber in anderen Mineralphasen dominiert (es ersetzt z. B. in Schichtsilikaten und in Kali-Feldspäten die Kaliumposition), kommt es zu Umverteilungen besonders in der Sedimenthülle (Tab. 1) der oberen Kruste, was wiederum mit messbaren Änderungen in den Isotopenverhältnissen verbundenen ist. In magmatischen und metamorphen Festgesteinen ist durch das kogenetische Auftreten der Rb- und der Sr-reichen Mineralphasen somit z. B. auch eine isotopische Altersbestimmung möglich. In Sedimentgesteinen aber liegen diese beiden Phasen zumeist nicht kogenetisch vor, sodass das Hauptaugenmerk auf der Veränderung der relativen ^{87}Sr -Konzentration und somit der Schwankung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses liegt. Schaut man sich die verschiedenen Arten von Sedimentgesteinen und die darin enthaltenen Fossilien genauer an, erkennt man starke Unterschiede sowohl im Sr-Gehalt als auch im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis, was sich darauf zurückführen lässt, dass wir es mit Mineralgemischen zu tun haben. Die Isotopenverhältnisse in klastischen Sedimenten sind zumeist recht hoch ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,72$) und spiegeln i. A. das Alter der detritischen, meist tonig-glimmerigen Komponenten wieder, in denen sich im Laufe der Zeit ^{87}Sr angereichert hat, obwohl die Sr-Gehalte in aller Regel recht niedrig sind (Sr: <300 ppm). Spezielle diagenetische Situationen ausgenommen, bildet das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis, das man in den biogenen und abiogenen Karbonaten, Phosphaten und anderen Evaporiten messen kann, in erster Linie die isotopische Zusammensetzung der Lösungen ab, aus denen diese Minerale präzipitiert sind, wobei der Sr-Gehalt deutlich höher als in klastischen Sedimenten ist (Sr: >300 ppm). Da diese Lösungen zumeist mit dem Ozeanwasser in Verbindung stehen, muss man die dort herrschenden Schwankungen der isotopischen Zusammensetzung betrachten, um die Variationen in den Evaporiten zu verstehen. Der Sr-Gehalt in Fossilien ist sehr unterschiedlich und auch das Sr-Isotopenverhältnis ist schwankend in Abhängigkeit vom Gewebetyp, dem betrachteten Biomineral und der Versenkungsgeschichte des Fossils. Die in vivo eingebaute Sr-Menge kann (vor allem in Biokarbonaten) während der

	Obere Erdkruste	Karbonate	Tonsteine	Meerwasser (bei 35 ‰)	Flusswasser (gemittelt)	menschlicher Knochen
Sr (in ppm)	350	610	300	7,6	0,071	100
Rb (in ppm)	112	3	140	0,12	0,001	2,5
Ca (in ppm)	42.000	300.000	22.000	400	19,7	170.000
K (in ppm)	34.000	2700	27.000	416	2,3	2000
Sr/Ca_{gew}	8,3	2,0	13,6	19,5	3,6	0,6
Rb/K_{gew}	3,3	1,1	5,2	0,3	0,4	1,3

Tab. 1 Durchschnittliche Häufigkeiten von Sr, Rb, Ca und K in Litho-, Hydro- und Biosphäre. Die Werte sind der Reservoir-Datenbank des GERM-Projekts (<http://www-ep.es.lnl.gov/germ/germ-home.html>, überw. aus TAYLOR & MCLENNAN 1995), dem Online-Periodensystem der Elemente (<http://www.webelements.com/>), VEIZER (1983), HOLMDEN et al. (1997) und EMSLEY (1998) entnommen. Die Elementverhältnisse wurden aus den Werten in den darüber befindlichen Zeilen gebildet.

Diagenese erhebliche Änderungen erfahren, die durch den Stoffaustausch mit den umgebenden Mineralphasen des Sediments, in welches das Fossil eingebettet ist, zustande kommen. So zeigt sich z. B. in den Daten von BOWEN (1956), dass rezente Korallen im Mittel deutlich mehr Sr enthalten (5590-13.400 ppm) als fossile (154-8300 ppm), was auf einen Verlust während der Diagenese deutet. Normalerweise wird in den meisten Organismen, die auf Ca für ihren Stoffwechsel angewiesen sind, auch Sr angereichert und ist auch noch in ihren fossilen Hinterlassenschaften in höheren Mengen nachweisbar (Sr: 100-10.000 ppm, LAVELLE & ARMSTRONG 1993). Die messbaren Sr-Verhältnisse in Fossilien lassen sich von der isotopischen Zusammensetzung des beteiligten wässrigen Mediums herleiten, in dem diese einst gelebt haben: bei aquatischen Organismen ist dies das Umgebungswasser (Meer- oder Flusswasser) und bei terrestrischen Organismen das Trinkwasser (wobei hier auch die Ernährung eine untergeordnete Rolle spielt). Es wirken aber auch hier diagenetische Isotopenverhältnisse auf die messbare isotopische Zusammensetzung ein, vor allem wenn es zeitweilig zu einem offenen diffusiven Isotopenaustausch gekommen ist.

Hydrosphäre

[Werte überwiegend aus MCARTHUR (1994) entnommen]

Strontium kommt aufgrund der hohen Löslichkeit seiner Salze als hydratisiertes Kation im Wasser vor. Die Verweildauer in der Hydrosphäre wird auf ca. 10^6 a geschätzt. Die Durchmischungszeit des Weltmeereswasserkörpers beträgt ca. 1000 Jahre. Damit ist eine gleichmäßige diffusive isotopische Durchmischung gewährleistet. Die Sr-Konzentration im Meer beträgt heutzutage ca. $1,25 \times 10^{17}$ mol, was einem Gehalt von ca. 7,6 ppm bei 35 ‰ Salinität entspricht. Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im Meerwasser liegt heutzutage bei 0,709175 und wird hauptsächlich von zwei Parametern kontrolliert. Der jährliche Zufluss aus den Flüssen beträgt im Mittel $3,3 \times 10^{10}$ mol/a bei einer weltweit gemittelten Isotopie von $0,712 \pm 0,001$, wobei die

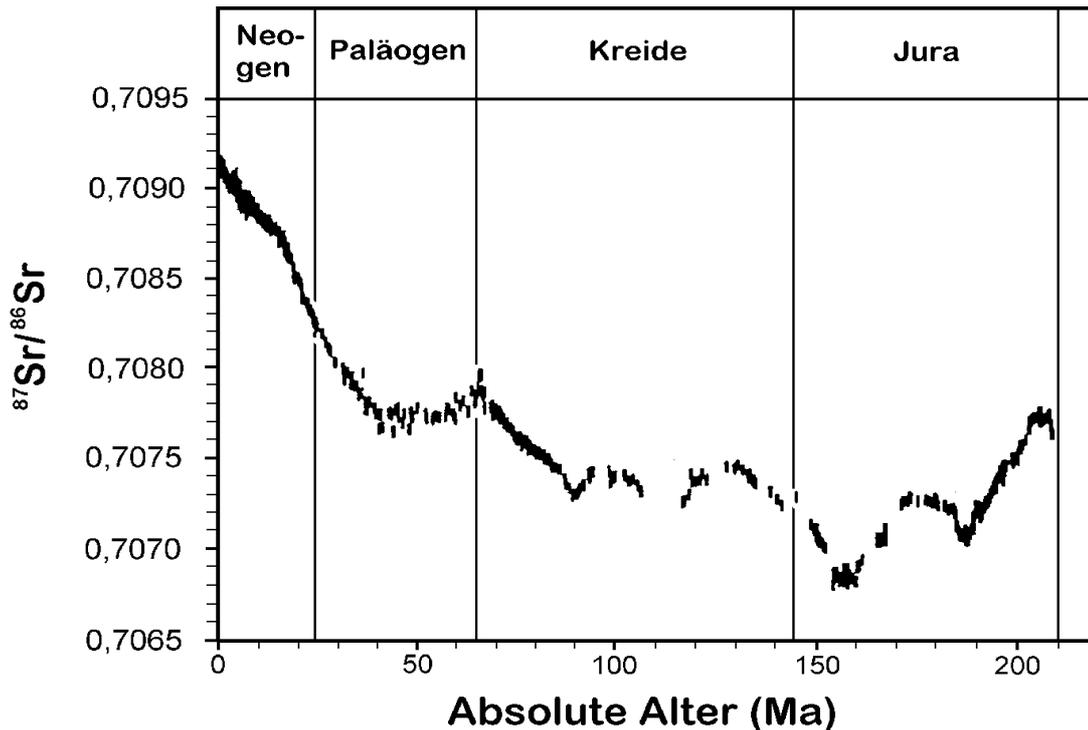


Abb. 4 Die Sr-Isotopenkurve für das euhaline Meerwasser von 210 Ma b.p. bis heute (umgezeichnet nach MCARTHUR 1994).

Konzentration von Sr um den Faktor 10 bis 100 niedriger ist (Tab. 1). Wenn man einzelne Flusssysteme betrachtet, kann die Isotopie jedoch stark schwanken, je nachdem welchen Rb-Gehalt und welches Alter die im Hinterland durchflossenen Gesteine haben. Der zweite Hauptzufluss von Sr in den globalen Kreislauf kommt aus den MOR (ca. 1×10^{10} mol/a). Dort findet zwischen dem Meerwasser und den anstehenden frischen Basalten ein Sr-Austausch unter Adoption einer mittl. Mantelgesteinsisotopie von 0,703 statt. Die Meerwasserisotopie schwankte im Laufe des Phanerozoikums in einem Bereich von 0,7067–0,7095 (Abb. 4). Diese Schwankungen können durch geodynamische Prozesse erklärt werden (BRASS 1976, VEIZER 1989, RICHTER et al. 1992, MCARTHUR 1994). Die Charakterisierung dieser Kurve ist seit den 50er Jahren immer besser geworden und wird methodisch als Strontium-Isotopen-Stratigraphie (SIS) benutzt, um isolierte Kalksteinformationen (vor allem im Tertiär) zeitlich einzuordnen, Profile in einem Becken miteinander zu korrelieren und um sog. Bio-Events, d. h. kurzfristige gravierende Änderungen des Paläoenvironments, zu charakterisieren (HOLSER et al. 1986, MCARTHUR 1994, VEIZER et al. 1997).

Biosphäre

[Aus WEDEPOHL (1974) entnommen]

In der Biosphäre ist Strontium im Wesentlichen auf die Hartgewebe (Kalkschalen, Knochen, Zahngewebe, Sklerenchyme, etc.) von Organismen beschränkt, wo es als Ca-Substituent fungiert. Allgemein lässt sich sagen, dass der Sr-Gehalt in den Geweben abnimmt, je höher man in der Nahrungskette (Trophische Pyramide) aufsteigt. Außerdem gibt es aufgrund des unterschiedlichen Angebots ein Konzentrationsgefälle zwischen marinen und terrestrischen Lebewesen. Das heißt, dass marine Pflanzen die höchsten mittleren Konzentrationen und karnivore Landraubtiere die niedrigsten mittleren Konzentrationen zu verzeichnen haben.

Exemplarisch sei hier die Verteilung im menschlichen Knochengewebe (Tab. 1) erwähnt. Da hier die Sr-Quellen das Trinkwasser (Süßwasser) und die Nahrung sind, kommt es lediglich zu Konzentrationen im Bereich von 100 ppm Sr. Die Aufnahme und der Einbau von Strontium speziell in Fische wird im folgenden Kapitel (Kap. 4.2.1.2.) eingehender betrachtet.

4.2.1.2. Bioakkumulation von Sr in Fischen

Über die Aufnahme von Sr in vivo und dessen Einbau in phosphatische Hartgewebe bei Fischen ist bislang nur wenig geforscht worden. Das meiste ist im Zuge der vermehrten Untersuchung der Bioakkumulation radioaktiver Isotope, wie sie z. B. bei einem etwaigen Atomreaktorunfall freigesetzt würden, entstanden (AGNEDAL 1967, NELSON 1967, OPHEL & JUDD 1967, TOWNSLEY 1967). Das radioaktive Sr-Isotop ^{90}Sr (Halbwertszeit: ca. 28,5 a) ist eines der für die Kontamination der Biosphäre relevanten Radionuklide; und da auch während der Normalbetriebszeiten eines Atomkraftwerks immer wieder kleinere Mengen davon freigesetzt werden und durch das Kühlwasser in die anliegenden Fließgewässer gelangen (BECKER 1990, POLIKARPOV 1967), ist die Akkumulation von ^{90}Sr durch aquatische Lebewesen, wie z. B. Fische, ein wichtiger Teilaspekt der Radionuklidforschung. Die zusammengefassten Erkenntnisse zur Bioakkumulation von Sr werden im Folgenden differenziert für süßwasserresidente, marine und diadrome bzw. euryhaline Fischarten und den Einflussfaktor Nahrung vorgestellt.

Sr, Ca und Sr/Ca in Süßwasserfischen

Die Studie von NELSON (1967), die die Aufnahme von Ca, Sr und ^{90}Sr in Fische untersucht, kommt zu wichtigen Vergleichswerten für die Bioakkumulation der Elemente Ca und Sr (Tab. 2). Über einen Zeitraum von einem Jahr wurden insgesamt 113 Exemplare des Weißen Crappie (*Pomoxis annularis*) aus dem Clinch River bei Oak Ridge, Tennessee (USA) auf ihren Ca- und Sr-Gehalt hin untersucht. Verglichen werden diese Werte mit den Konzentrationen dieser beiden Elemente im Flusswasser und in jeweils 10 Exemplaren von vier anderen im selben Habitat vorkommenden Knochenfischarten (*Morone chrysops*, *Lepomis macrochirus*, *Aplodinotus grunniens* und *Ictalurus punctatus*). Die ermittelten Sr-Gehalte im Muskelgewebe ($0,051 \pm 0,008$ - $0,069 \pm 0,035$ ppm) entsprachen bei allen fünf Arten dem gemittelten Wert für das Flusswasser (Mittelwert: $0,069 \pm 0,008$ ppm) und sind somit dort nicht angereichert. Die Sr-Konzentrationen in den Knochen dagegen liegen bei *P. annularis* im Mittel bei 269 ± 70 ppm (AF: 3900) und bei den Exemplaren der vier Vergleichsarten zw. 168 ± 10 und 193 ± 10 ppm (AF: 2400-2800) und sind deutlich gegenüber dem Flusswasser angereichert. Sr erweist sich somit bei Süßwasserfischen als echtes Spurenelement (<1000 ppm), das physiologisch eindeutig einen nicht-essentiellen Charakter hat und somit ausschließlich in den Hartgeweben akkumuliert wird. Ca wird dagegen von allen untersuchten Arten sowohl im Muskelfleisch (AF = 3-6) als auch in Knochen (AF = 12.000-14.000) gegenüber dem Flusswasser (mittlerer Ca-Gehalt: $27 \pm 5,2$ ppm) angereichert. Mit mittleren Ca-Konzentrationen der fünf Arten von 33,4-36,5 Gew% in den Knochen und von 89-157 ppm im Muskelfleisch ist die Varianz nur gering (Tab. 2), was auf der Tatsache beruht, dass Ca ein essentielles Spurenelement für die Physiologie der Wirbeltiere darstellt, dessen Konzentration ständig kontrolliert und das deswegen im Knochenskelett (hier als Hauptelement) gespeichert wird. Die Studie von NELSON (1967) zeigt auch, dass Ca relativ zu Sr in den Fischkörpern angereichert wird, wenn man die Sr/Ca-Verhältnisse in Knochen- und Muskelgewebe (0,34-0,74) mit denen im umgebenden Flusswasser (2,56) vergleicht.

	Sr (ppm)*	Ca (ppm)*	Sr/Ca _{gew}
im Knochengewebe:			
<i>P. annularis</i> - Jahresmittel	269 ±70	365000 ±7900	0,74
- Reichweite der Monatsmittel	242 ±60 - 320 ±178	358000 ±4350 - 371000 ±4270	
Reichweite der Jahresmittel von 4 Vergleichsarten	168 ±10 - 193 ±10	334000 ±8800 - 356000 ±13000	0,50-0,54
AF - <i>P. annularis</i>	3900	13.500	---
- 4 Vergleichsarten	2400-2800	12.000-14.000	---
im Muskelgewebe:			
<i>P. annularis</i> - Jahresmittel	0,069 ±0,035	135 ±24	0,51
- Reichweite der Monatsmittel	0,044 ±0,023 - 0,100 ±0,098	120 ±56 - 153 ±53	
Reichweite der Jahresmittel von 4 Vergleichsarten	0,051 ±0,008 - 0,059 ±0,021	89 ±9 - 157 ±55	0,34-0,57
AF - <i>P. annularis</i>	1	5	---
- 4 Vergleichsarten	0,7-0,9	3-6	---
Flusswasser (Clinch River)	0,069 ±0,008	27 ±5,2	2,56

Tab. 2 Sr und Ca-Konzentrationen im Knochen- und Muskelgewebe von 5 Fischarten aus dem Clinch River und Akkumulationsfaktoren für die Elemente. Aus NELSON (1967). * Angabe in ppm gilt nicht für die Akkumulationsfaktoren (AF).

AGNEDAL (1967) führt er an, dass es keinen erkennbaren Zusammenhang zwischen den von ihm im Wasser von verschiedenen schwedischen Seen und der Ostsee (Bucht von Tvären bei Studsvik, östl. von Nyköping) ermittelten Sr/Ca_{mol} und denen im Knochengewebe von dort gefangenen Flussbarschen (*Perca fluviatilis*), Hechten (*Esox lucius*) und Rotaugen (*Rutilus rutilus*) gibt (Tab. 3). Der Sr-Gehalt der Seen variiert dabei zwischen 0,006 und 0,375 ppm, das Ostseewasser dagegen weist 1,8 ppm Sr auf. Der Sr-Gehalt im Knochengewebe liegt bei allen Fischen aus Seen zw. 10 und 100 ppm und bei Fischen aus der Ostsee zwischen 170 und 324 ppm ohne direkte Korrelation zu den Sr-Konzentrationen im Wasser. Zusammenfassend zeigt die Studie von AGNEDAL (1967) für die Sr-Aufnahme, dass der Gehalt an Sr im Knochengewebe tendenziell abnimmt bei steigendem Ca-Gehalt im Wasser (aber nur bei Sr/Ca_{mol} <3). Die Sr-Konzentration variiert eher mit Größe und Art der analysierten Fische und auch die Akkumulationsfaktoren für Sr variieren artlich und liegen bei 100-4030 für Flussbarsche, 50-8810 für Hechte und 70-9170 bei Rotaugen.

Die Unterschiede bei der Aufnahme von Ca und Sr lassen sich damit erklären, dass die Ca-Akkumulation im Körper nicht nur durch passive Ionenaustauschprozesse sondern auch durch aktive Transportprozesse (JOBILING 1995: 202f.), vornehmlich in organischen Verbindungen und über Biomembranen mit Ionenpumpen geschieht (KAIM & SCHWEDERSKI 1995: 271ff.). Diese Vorgänge laufen stark selektiv ab und verhindern somit eine Substituierung

	Sr (ppm)	AF (für Sr)	Sr/Ca _{mol}	Sr/Ca _{gew}
<u>neun schwedische Seen</u>				
im Wasser	0,006-0,375	- -	0,71-4,19	1,55-9,18
in Fischknochen: - Barsch	11,8-68,2	100-4030	0,17-0,8	0,37-1,75
- Hecht	12,4-80,9	50-8810	0,14-0,9	0,31-1,97
- Rotaugen	19,1-88,7	120-9170	0,21-1,09	0,46-2,39
<u>Ostsee bei Tvären</u>				
im Wasser	1,8	- -	8,56	18,75
in Fischknochen: - Barsch	324	180	3,11	6,81
- Hecht	178	100	1,61	3,53
- Rotaugen	170	90	2,14	4,69

Tab. 3 Sr-Konzentrationen und Sr/Ca-Verhältnisse im Wasser und im Knochengewebe von drei Fischarten aus neun schwedischen Seen und der Ostsee sowie Akkumulationsfaktoren für Sr in die Fischknochen. Aus AGNEDAL (1967).

von Ca durch Sr. Eine der Hauptaufgaben von Ca^{2+} , die Steuerung der Enzymaktivität (BRINI & CARAFOLI 2000), ist nur dadurch möglich, dass der Organismus die Ca-Ionen-Konzentration in verschiedenen Bereichen des Körpers durch kontinuierliche Arbeit der Ca-Ionenpumpen ständig kontrolliert. Der Konzentrationsgradient zwischen intra- und extrazellulärem Raum beträgt 10^4 Mol, wobei auch Konzentrationsunterschiede zwischen verschiedenen Körperflüssigkeiten, wie z. B. dem Blutplasma oder der Magenflüssigkeit, herrschen. Angesichts dieser Bedingungen findet die Einlagerung und Akkumulation dieser beiden chemisch ähnlichen Elemente vom Blutplasma über extrazelluläre Flüssigkeiten in besondere Hartgewebe bildende Zellen (Osteo-, Dentino- oder Ameloblasten) und von da aus in das Knochengewebe bzw. die anderen phosphatischen Hartgewebe (Zähne, Schuppen, etc.) statt. In den Hartgewebe bildenden Zellen werden pH-kontrollierte sekundäre Ionenquellen auf chloridischer Basis erzeugt, die sog. Matrixvesikel. In diesen werden die Kationen unter pH-Wert-Kontrolle in Phospholipid-Phosphat-Komplexen angereichert (Konzentrationsfaktor >1000), um mit einer Membran umgeben in Form kleiner Bläschen von der Mutterzelle abgespalten zu werden (MARSH 1989). Diese Vesikel wandern zum Ort der Kristallkeimbildung und bringen die mitgeführte Ionenfracht unter pH-Änderung und zumeist in einem formgebenden Gerüst von Kollagenen zur Ausfällung (LOWENSTAM & WEINER 1989: 162f., SIMKISS & WILBUR 1989: 284f.).

Sr und Sr/Ca in marinen Fischen

Es gibt keine eingehenden Studien über die Aufnahme und Akkumulation von Strontium in die phosphatischen Gewebe von rezenten marinen Fischen. Die wenigen publizierten Daten sind Einzelmessungen und in Tabelle 4 zusammengefasst. Danach ergibt sich ein Spektrum von 950-2100 ppm für Sr-Konzentrationen in Bioapatiten von marinen Fischen aus dem euhalinen Bereich. Der Ostseedorsch aus dem brachyhalinen Milieu mit 730 ppm Sr ist hier nicht mitgerechnet. Dieser Konzentrationsbereich muss, unter Anwendung des aktualistischen Prinzips, auch der Akkumulation in vivo von fossilen Fischen aus dem euhalinen marinen Milieu

unterstellt werden. Sr-Konzentrationen, die von Fischen aus rezenten hypersalinen Milieus akkumuliert wurden, sind bislang nicht publiziert worden, dürften aber kongruent mit der steigenden Sr-Konzentration im Wasser höher sein. Aber nicht nur die phosphatischen Bestandteile von Fischen (Knochen, Schuppen, Zähne), auch die aus Aragonit bestehenden Gehörsteine (Otolithen, genauer die Sagitta) bauen in Abhängigkeit vom Umgebungsmilieu größere Mengen Sr in ihre Struktur ein. PROCTOR & THRESHER (1998) geben für die Konzentration von Strontium in Otolithen eine natürliche Variation von 1400-6500 ppm (Mittelwert: 5100 ppm) an (Tab. 4). THRESHER et al. (1994) berichten eine mittlere Sr-Konzentration von 2240 ± 157 ppm (Variationsbreite: 1430-3860 ppm) in den Otolithen von 64 Individuen der marinen Art *Nemadactylus macropterus*, Tarakihi, die an der Südküste Australiens und um Tasmanien beheimatet ist. VEIZER (1983) gibt eine ungefähre Sr-Konzentration von 4000 ppm in Otolithen von marinen Fischen an.

Herkunft	Referenz	Sr (ppm)
Haifisch vor Kalifornien	WYCKHOFF & DOBERENZ (1968)	1680
<i>Sphyrna lewini</i> ; Guymas, Mexico	BURKE et al. (1982)	1100
<i>Lamna nasus</i> ; Venedig, Italien	BURKE et al. (1982)	1090
<i>Raja binoculata</i> ; San Diego, Californien	BURKE et al. (1982)	1162
Haifisch vor Marokko	SCHMITZ et al. (1991)	1630
<i>Gadus morrhua</i> , Kabeljau, Nordsee	SCHMITZ et al. (1991)	1100
<i>Gadus m. callaria</i> , Ostseedorsch	SCHMITZ et al. (1991)	730
Haifisch vor Südafrika 1	VENNEMANN et al. (1998)	1400
Haifisch vor Südafrika 2	VENNEMANN et al. (1998)	2100
<i>Alopias vulpinus</i> , Fuchshai	MARTIN & HALEY (2000)	1600
<i>Balistes</i> sp., Drückerfisch	MARTIN & HALEY (2000)	950

Tab. 4 Sr-Konzentrationen in Bioapatiten (zumeist Zähne) von rezenten marinen Fischen.

Die alles in allem recht spärlichen Daten zur natürlichen Variabilität von Sr-Konzentrationen in Hartteilen von marinen Fischen verwundern, wird doch in der Ichthyologie schon seit einigen Jahren versucht, mit Hilfe von Sr/Ca-Verhältnissen in Otolithen ökologische Erkenntnisse über die Habitate von Fischen zu gewinnen, da diese nach Ansicht einiger Autoren mit der Umgebungstemperatur korreliert sind (RADTKE et al. 1989, 1990). KALISH (1989), der die Mechanismen der Sr-Aufnahme in die Otolithen von Fischen aus verschiedenen Habitaten genauer untersucht, kommt zu dem Ergebnis, dass die Temperatur, wenn überhaupt, nur einen sehr geringen Einfluss auf die Sr/Ca-Verhältnisse hat und dass die Variabilität innerhalb eines Otolithen und zwischen verschiedenen Otolithen von zwei Fischen einer Art erheblich bedeutender ist. Lediglich saisonale Trends seien bei einigen Arten zu beobachten. Das ermittelte Sr/Ca_{mol} in 39 Individuen von 11 verschiedenen marinen Fischarten betrug 1,8-6,2 (Sr/Ca_{gew} = 3,94-13,58), während es in vier Individuen einer Süßwasserform von *Salmo trutta* (Bach- oder Meerforelle) lediglich 0,4-1,0 (Sr/Ca_{gew} = 0,88-2,19) betrug. OTAKE et al. (1997) berichten gemittelte Sr/Ca_{gew} von 7,03-14,6 für verschiedene Entwicklungsphasen von *Conger myriaster* (Japanischer Meeraal) gemessen an Profilen durch die Otolithen.

Sr in diadromen und euryhalinen Fischen

BAGENAL et al. (1973) und EEK & BOHLIN (1997) zeigen in ihren Studien, dass man die süßwasserresidenten und anadromen (solche, die im Laufe ihrer Ontogenese ins Salzwasser abwandern, um zum Abbläichen wieder in die Süßgewässer zu ziehen) Unterarten der Europäischen Forelle (*Salmo trutta*) anhand ihres Sr-Gehalts in den Schuppen unterscheiden kann. BAGENAL et al. (1973) zeigen dabei, dass alle Forellen, die im Laufe ihrer Ontogenese mit Meerwasser in Berührung gekommen sind, einen Sr-Gehalt von über 300 ppm aufweisen, die süßwasserresidenten jedoch alle unter 200 ppm Sr in die Schuppen eingebaut haben. Die Sr-Gehalte liegen in dieser Studie bei 52-142 ppm für Süßwasserformen und bei 320-683 ppm für die anadromen Formen. Vergleichsmessungen in den Schuppen von anderen Fischarten zeigten: ein Schellfisch (*Melanogrammus aeglefinus*) aus dem Firth of Clyde mit 500 ppm Sr, ein Rotaugen (*R. rutilus*) aus dem Esthwaite Water im Lake District mit 138 ppm Sr und eine Doppelmessung in zwei anadromen Lachsen (*Salmo salar*) mit 110 bzw. 179 ppm Sr im Kern der Schuppe (Süßwasserzeit) und 308 bzw. 348 ppm Sr im Außenring der Schuppe (Salzwasserzeit). Mit diesen letzten Messungen am Lachs ist gezeigt, dass auch die ontogenetische Änderung des Salinitätsmilieus (und damit zumeist der Sr-Konzentration) einen Einfluss auf die Sr-Konzentration im Fischkörper haben kann. Bei EEK & BOHLIN (1997) liegen die Sr-Gehalte für die süßwasserresidenten Formen bei 60-150 ppm und für die anadromen Formen nur bei 160-360 ppm (eine Ausnahme etwa bei 120 ppm); allerdings ist das hier untersuchte Habitat ein anderes (der Fluss ist nur 39 km lang). Die Interpretation dieser Untersuchungen wird auch durch Studien von KALISH (1989, 1990), SECOR (1992) und SECOR & ROOKER (2000) bestätigt.

TOWNSLEY (1967) hat die Aufnahme und Akkumulation von drei radioaktiven Sr-Isotopen - ^{85}Sr , ^{89}Sr und ^{90}Sr - in den euryhalinen Teleosteer *Oreochromis mossambicus* (syn. *Tilapia mossambica*), Moçambique-Buntbarsch, einmal in Meerwasser und einmal in Flusswasser gehalten untersucht. Es zeigte sich dabei, dass sich im Meerwasser unabhängig von der Konzentration der Radionuklide im Wasser schnell ein Gleichgewicht mit der Konzentration im Körper bei niedrigen Akkumulationsfaktoren von 2-4 einstellt. Lediglich in Süßwasser mit hohen Radionuklidkonzentrationen stellte sich bei Akkumulationsfaktoren von ca. 8 nach vier Wochen annähernd ein Gleichgewichtszustand ein; in gering- und mittelkonzentriertem Süßwasser war auch nach vier Wochen bei sehr hohen Koeffizienten von über 10 ein Gleichgewichtszustand nicht zu erreichen. TOWNSLEY (1967) führt an, dass dieses Ergebnis die Hypothese stützt, dass die spezifische Aktivität der Umgebung (extern und intern) den prinzipiellen limitierenden Faktor für die Absorption von Sr in Fischen darstellt. Er hält das Meerwasser für den leistungsfähigsten Sr-Lieferanten im Vergleich mit Süßwasser oder der Nahrung. An das Meerwasser adaptierte Individuen von *O. mossambicus* schlucken große Mengen Wasser (bis zu 12,5 ml/100 g Lebendgewicht in 24 h) und können so zusammen mit dem, was über die Epithelmembranen aufgenommen wird, nahezu ungehemmt Kationen absorbieren und deponieren. Dies führt, obwohl der größte Teil des aufgenommenen Strontiums mit den anderen zweiwertigen Ionen zusammen wieder über den Harn und den Kot ausgeschieden wird (JOBLING 1995: 230f.), zur Akkumulation großer Mengen von Sr in Fischen, die im marinen Milieu leben. An Süßwasser adaptierte Individuen von *O. mossambicus* sind dagegen nur noch ein zehntel so effektiv in der Sr-Aufnahme durch Ingestion. Bei ihnen wird die Aufnahme über die Epithelmembranen in Kiemen und Schleimhaut (5-10 mal höher als durch Ingestion) zum entscheidenden Faktor für die Anreicherung im Körper. Der Faktor Nahrung als Sr-Quelle dürfte daher, wenn überhaupt, nur bei süßwasserbewohnenden Fischen eine Rolle spielen.

Sr aus der Nahrung

OPHEL & JUDD (1967) weisen auf die Bedeutung des Faktors Ernährungsweise und Zusammensetzung der Nahrung für die dauerhafte Speicherung von ^{90}Sr im Körper von Fischen hin. Sie behaupten, dass in einer kontaminierten Umgebung unter gewissen Umständen sogar mehr ^{90}Sr über die Nahrung als über das Wasser in die Gesamtkörpermenge eingeht. Ob das auch für die normale Sr-Aufnahme gilt, ist fraglich, zumindest aber artlich unterschiedlich. Die Vermutung, dass eine Sr-reiche Nahrung für einen messbaren Anstieg der Sr-Konzentration im Körper verantwortlich sein kann, bestätigt eine Untersuchung von GALLAHAR & KINGSFORD (1996) an den Otolithen von *Girella elevata*. AGNEDAL (1967) hingegen schreibt unter Berufung auf einen anderen Autoren, dass lediglich ein Zehntel der Ca- bzw. Sr-Aufnahme über die Nahrung läuft, der Hauptanteil dagegen direkt aus dem Wasser über die Kiemen und die Mundschleimhäute erfolgt. Demzufolge wäre die Zusammensetzung des Wassers ausschlaggebend für die Bioakkumulation im Fischkörper. Besonders im marinen Milieu mit seinem übergroßen Angebot an Ionen ist kaum vorstellbar, dass der Faktor Nahrung messbar in Erscheinung treten könnte (TOWNSLEY 1967). Hier bestimmen vor allem die chemische und physikalische Beschaffenheit des Wassers (in erster Linie die Salinität) die Sr-Konzentration bzw. das Sr/Ca-Verhältnis in den phosphatischen Geweben der Fische (SECOR & ROOKER 2000). Lediglich in den süßwassernahen Habitaten, mit ihrem an Ionen untersättigten Wasser, sollte bei bestimmten Arten ein messbarer Einfluss der Nahrung auf den Sr-Gehalt im Knochengewebe sichtbar sein.

Die Studie von NELSON (1967) zeigt, dass die Konzentration von Sr im Muskelfleisch (Tab. 2) bei allen fünf Arten im ungefähren Gleichgewicht mit ihrer aquatischen Umgebung ($AF \approx 1$) ist, was auf überwiegend passiven Ionentransport durch die Kiemen, Schleimhäute und epitheliale Membranen schließen lässt. Dies zeigt, dass das nicht-essentielle Element Sr nur mit Ca kopräzipitiert wird. Der artspezifische AF für Sr in das Knochengewebe von ca. 4000 bzw. das etwas höhere $\text{Sr}/\text{Ca}_{\text{gew}}$ von 0,74 bei *P. annularis* deuten darauf hin, dass hier noch eine weitere Sr-Quelle die Sr-Konzentration beeinflusst. Diese weitere Sr-Quelle dürfte vermutlich die Magenflüssigkeit sein, und somit in der Nahrung von *P. annularis* zu suchen sein. Die Familie der Sonnenbarsche (Centrarchidae), wozu auch die Gattungen *Pomoxis* und *Lepomis* gehören, ernährt sich vor allem von kleinen Fischen und Invertebraten (BRANDES 1980). Ob bei den Weißen Crappies des Clinch River gelegentlich auch Pflanzen zum Speiseplan gehören ist nicht bekannt, wäre aber eine plausible Erklärung für die relativ zu den anderen Fischarten erhöhte Sr-Konzentration, da Sr in pflanzlichen Organismen sehr viel stärker angereichert ist als in tierischen. AGNEDAL (1967) belegt in seiner Studie an Fischen aus dem süßwassernahen Milieu zwar, dass die AF für Sr bei allen drei untersuchten Arten (Tab. 3) tendenziell an die AF für Ca gekoppelt sind. Wenn man sie aber gegen die Ca-Konzentration im Wasser aufträgt, spiegeln sie arttypische Regressionen wider, die auf Unterschiede in der Ca- bzw. Sr-Aufnahme hindeuten. Vor allem für Rotaugen sieht es so aus, dass eine zweite leistungsfähige Ca- bzw. Sr-Quelle in die Berechnung mit einfließt. Da sich das Rotauge als einzige der drei untersuchten Arten außer von Muscheln auch von Algen und Pflanzenresten (BANARESCU 1968) ernährt - die anderen beiden Arten sind zumindest in ihrer letzten Lebensphase karnivor - scheint die Ernährungsweise hier als Einflussfaktor auf den Sr-Haushalt von *R. rutilus* zu wirken. In welchem Umfang, ist dabei aber nur schwer abzuschätzen und sicherlich auch jahreszeitlich und ontogenetisch verschieden.

4.2.2. Sr und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in fossilen Fischzähnen

4.2.2.1. Auswahl, Aufbereitung und Messung der Proben

Die richtige Auswahl der Proben für die geochemischen Untersuchungen erwies sich im Verlauf der Untersuchungen als wichtigster Faktor für den Erhalt von interpretierbaren Ergebnissen. Für die strontium-isotopengeochemischen Analysen, die den Kern der geochemischen Untersuchungen bildeten, wurden 145 Einzelzähne aus dem insgesamt zur Verfügung stehenden Material an Mikrovertebratenresten für eine eventuelle Sr-Abtrennung ausgewählt. 38 Zähne stammen aus der französischen Lokalität Boulogne (Oberjura, Kimmeridgium-Tithonium) und 107 Exemplare aus 10 verschiedenen norddeutschen Lokalitäten. Von diesen Lokalitäten sind 9 dem norddeutschen Oberjura zuzuordnen. In zeitlicher Reihenfolge sind dies die Lokalitäten Heersum, Dielmissen und Hannover für das Oxfordium, Oker und Uppen für das Kimmeridgium sowie Varrigsen, Holzen II, Thüste und Sparensiek für das Tithonium. Bei der Auswahl der hier aufgeführten Oberjura-Proben wurde darauf geachtet, dass vor allem die signifikanten Fischarten der jeweiligen Faunen vertreten sind (Tab. 5) und dass eine Vergleichbarkeit zwischen den französischen und den norddeutschen Proben gewährleistet und ein eventuell artlich unterschiedlicher Strontiumeinbau erkennbar ist. Zähne eines kleinen Krokodils (cf. *Theriosuchus* sp., THIES et al 1997), solche von *Lepidotes* sp. aus einem Wealden-Bonebed (Sehnde, Unterkreide) und zwei Conodonten-Proben (Sessacker, Oberdevon) dienten in erster Linie zur Überprüfung der Messungen (Tab. 7).

Tab. 5 Systematische Zugehörigkeit der beprobten Zähne von Oberjura-Fischen.

Es wurden zumeist die Gewebetypen des Zahns benutzt, die am besten mineralisiert sind. Das bedeutet, dass schmelzreiche Partien der Zähne bei der Auswahl bevorzugt und vor allem Zahnfragmente mit überwiegendem Schmelzanteil benutzt wurden. Bei der Auswahl der Zähne wurde darauf geachtet, dass eine bestimmte Größe bzw. ein bestimmtes Gewicht nicht unterschritten wird, da sonst die Sr-Konzentration in den einzelnen Zähnen eine kritische Menge unterschritten hätte, was unweigerlich zu Problemen bei der chemischen Aufbereitung und der Messung der Probe geführt hätte. Die Messungenauigkeit wird bei geringen Einwaagen nahe der Fehlergrenze der verwendeten Mikrowaage sehr hoch, was wiederum den Fehler bei der Bestimmung der Sr-Konzentration erhöht.

Deshalb wurden Zähne ausgewählt, die zwischen 0,8 und 2,0 mm groß und nicht leichter als 0,1 mg sind.

Alle ausgewählten Zähne wurden vor der chemischen Aufbereitung einer Reinigungsprozedur unterworfen. Diese sollte vor allem allerjüngste Verunreinigungen und eventuell vorhandene karbonatische bzw. sulfatische Fremdmineralisate, die sich auf der Oberfläche des Biominerals befanden, beseitigen. Da sich die einzelnen Fischzähne bereits während der Aufbereitung der Sedimentproben in Langzeitkontakt mit verdünnter Essig- und Ameisensäure befanden, wurden die ausgewählten Proben nur noch kurz mit konzentrierterer Essigsäure und Aceton behandelt.

Elasmobranchier	Actinopterygier
<i>Hybodus</i> sp.,	<i>Lepidotes</i> sp.,
<i>Asteracanthus</i> sp.,	<i>Notagodus</i> sp.,
<i>Polyacrodus</i> sp.,	<i>Histionotus</i> sp.,
<i>Squatina</i> sp.,	<i>Gyrodus</i> sp.,
<i>Sphenodus</i> sp.,	<i>Proscinetes</i> sp.,
' <i>Synechodus</i> ' sp.	<i>Macromesodon</i> sp.,
	<i>Coelodus</i> sp.,
	<i>Caturus</i> sp.,
	<i>Vidalamia</i> ? sp.,
	<i>Ionoscopus</i> sp.,
	<i>Belonostomus</i> sp.

Nr.	Herkunft	Zahntyp	Rb (ppm)	Sr (ppm)
Probe 65	Oker, Schicht 74	<i>Lepidotes</i> MT 1	0,94	3497
Probe 66	Oker, Schicht 81	<i>Proscinetes</i> MT 2	0,31	3446
Probe 126	Boulogne, AC 1	<i>Lepidotes</i> MT 1	0,21	3512

Tab. 6 Rb-Gehalt in drei Zahnproben aus dem Gesamtdatensatz.

Die gewählte Reinigungsprozedur (abgewandelt nach KOCH et al 1992) umfasst drei Arbeitsschritte, die unter normalen Laborbedingungen durchgeführt wurden. In einem ersten Schritt wurde jede Probe, d. h. jeder einzelne Zahn für sich, in 10%iger Essigsäure, die mit Tri-Ca-Phosphat im Überschuss versetzt war, für 10 min. im Ultraschallbad gewaschen. Danach wurde die Probe mit einfach deionisiertem Wasser gespült und dann auch darin für 10 min. im Ultraschallbad gereinigt. Zuletzt wurde die Probe mit Aceton gespült und darin erneut für 10 min. im Ultraschallbad gelassen. Die Proben wurden anschließend kurz unter einem Abzug getrocknet und danach separat in gedeckelte Polystyrolgefäße (Vials) gelegt, wo sie bis zur chemischen Aufbereitung verblieben. Die so verwahrten Zahnproben wurden auch während der abschließenden optischen Begutachtung unter dem Lichtmikroskop nicht mehr aus den Gefäßen genommen.

Chemische Aufbereitung und Messung der Proben

Die chemische Aufbereitung und Messung von Strontiumisotopen in den Zahnproben wurde am DFG-Zentrallaboratorium für Geochronologie am Institut für Mineralogie der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster durchgeführt. Die 148 vorgereinigten Zähne wurden mit einer Mikrowaage (Messgenauigkeit: $\pm 5 \mu\text{g}$) eingewogen und in säurefeste, hochreine Savilexbecher überführt. Dann wurden 140 Zähne in Abhängigkeit von ihrem Gewicht zum Zwecke der Bestimmung der Sr-Konzentration mit einer ^{84}Sr -Spike-Lösung versetzt (FAURE 1986). Drei Zähne wurden mit einem ^{87}Rb - ^{84}Sr -Mischspike versetzt, um bei diesen zur Kontrolle auch die Rb-Konzentration ermitteln zu können (Tab. 6). Fünf Zähne wurden zu Vergleichszwecken vor der weiteren Aufbereitung nicht mit einer Spike-Lösung versetzt, um die Messungen an den gespikten Zähnen überprüfen zu können (Tab. 8). Die Proben wurden daraufhin mit ca. 4 ml 6n HCl^{***} in den verschlossenen Savilexbechern auf der Heizplatte bei ca. 100 °C für mindestens 12 h aufgeschlossen. Danach wurde die Lösung eingedampft. Die trockenen Rückstände wurden im erkalteten Zustand mit 1,5 ml 2,5n HCl^{***} erneut in Lösung gebracht und anschließend 10 min. lang zentrifugiert. Das Rb und Sr in den Probenlösungen wurde auf Quarzglassäulen durch ein Kationenaustauscherharz abgetrennt (Trennmedium: 2,5n HCl^{***}), die Lösungsaliquots in Teflonbechern aufgefangen und eingedampft. Der Sr-Abgriff wurde bei einem zweiten Trennungsgang nachgereinigt.

Zur massenspektrometrischen Messung wurde Sr mit verdünnter H_3PO_4 auf Ta-Filamente geladen. Die Messungen der Sr-Isotopenverhältnisse erfolgten auf einem VG Sector 54 Thermionen-Massenspektrometer (TIMS). Die Isotopenverhältnisse wurden mit $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ normiert. Bei jeder Probe wurden 100 Spektren gemessen. Der mittlere analytische Fehler ist hinter dem Messwert mit $\pm 2\sigma_M$ (Standardfehler des Mittelwertes, Vertrauensbereich 95 %) angegeben. 25 parallel ermittelte Messungen des Sr-Standards (NBS SRM 987) im Verlauf der Untersuchungen ergaben einen mittleren Wert von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710253 \pm 24$. Die für die einzelnen Proben gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse wurden mit diesem Verhältnis normiert.

Nr.	Herkunft	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)
P. 107	Sessacker, Bank 22b, <i>Palmatolepis</i>	0,708022 \pm 29	3339
P. 108	Sessacker, Bank γ (25), <i>Palmatolepis</i>	0,708024 \pm 22	2918
P. 30	Sehnde, Bonebed, <i>Lepidotes</i> MT1 #1	0,708727 \pm 22	2938
P. 32	Sehnde, Bonebed, <i>Lepidotes</i> MT1 #2 (pt. 1)	0,708626 \pm 20	2358
P. 33	Sehnde, Bonebed, <i>Lepidotes</i> MT1 #2 (pt. 2)	0,708605 \pm 21	2390
P. 34	Sehnde, Bonebed, <i>Lepidotes</i> MT1 #2 (pt. 3)	0,708589 \pm 22	2377
P. 35	Sehnde, Bonebed, <i>Lepidotes</i> MT1 #3	0,708750 \pm 27	2506
P. 60	Oker, Schicht 83, cf. <i>Theriosuchus</i> #1	0,707207 \pm 24	4365
P. 67	Oker, Schicht 83, cf. <i>Theriosuchus</i> #2	0,707165 \pm 24	4437
P. 80	Oker, Schicht 83, cf. <i>Theriosuchus</i> #3	0,707276 \pm 25	3537
P. 92	Oker, Schicht 83, cf. <i>Theriosuchus</i> #4	0,707208 \pm 24	5057

Tab. 7 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und Sr-Konzentration von Proben, die zur Überprüfung der Methodik gemessen wurden.

Rb wurde zur massenspektrometrischen Messung mit H_2O^{***} auf Ta-Doppelfilamente geladen. Die Rb-Messungen erfolgten auf einem NBS-Type 12'' 90° Teledyne single collector Thermionen-Massenspektrometer (TIMS). Eine Messung des Rb-Standards (NBS SRM 607) ergab $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,5696 \pm 0,0015$. Die zur Kontrolle ermittelten Rb-Konzentrationen ergaben in den Zähnen immer Werte unter 1 ppm (Tab. 6), was eine Korrektur der Sr-Messungen für den altersbedingten Rb-Zerfall in den Zähnen überflüssig machte.

Überprüfung der Methodik und Reproduzierbarkeit der Messungen

Zum Überprüfen der Methodik und Reproduzierbarkeit der Messungen wurden verschiedene Vergleichsmessungen vorgenommen. Für eine unabhängige Überprüfung der Reinigungs- und Aufbereitungsmethodik an bioapatitischen Proben anderen Alters und anderer Beschaffenheit wurden zwei Conodonten-Proben aus dem marinen Oberdevon des Rheinischen Schiefergebirges (Lokalität: Sessacker Schurf VI, Bank 22b und 25; SCHINDLER et al. 1998), die jeweils aus mehreren Plattformelementen des Typs *Palmatolepis* (Gewicht insges. 51 μg bzw. 89 μg) bestanden, in der gleichen Weise wie die Fischzähne gereinigt, aufbereitet und gemessen. Mit den gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der beiden Conodonten-Proben (Tab. 7, P.107 und P.108), die sich deutlich von den Werten für die Fischzähne aus dem Oberjura (Anhang B, Tab. 8) unterscheiden, wurde eine Übereinstimmung mit der oberdevonischen Meerwasser-Sr-Kurve ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708030 \pm 30$; DENISON et al. 1997) nachgewiesen und somit die angewendete Arbeitsweise unabhängig vom Alter der anderen Proben als verlässlich bestätigt.

An drei Zähnen des Knochenfisches *Lepidotes* sp. aus einem als nichtmarin gedeuteten Bonebed des norddeutschen Wealden (Unterkreide, Berriasium) wurden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gemessen, um die in den Fischzähnen aus dem marinen Oberjura gemessenen Werte mit denen eines ähnlich alten süßwassernahen Milieus vergleichen zu können. Die gemessenen Sr-Verhältnisse in den drei Zähnen aus dem Wealden-Bonebed (Tab. 7; P.30, P.32-35) liegen, wie zu erwarten, mit

Herkunft	Nr.	Zahntyp	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	^{84}Sr -Spike
Oker, Schicht 52	P2-Test	<i>Caturus</i>	0,707397 ±23	nein
	P. 3	<i>Caturus</i>	0,707514 ±27	ja
	P. 7	<i>Lepidotes</i> MT1	0,707363 ±20	ja
Oker, Schicht 84	P3-Test	<i>Caturus</i>	0,707425 ±22	nein
	P7-Test	<i>Lepidotes</i> MT2	0,707410 ±19	nein
	P. 39	<i>Macromesodon</i> MT3	0,707311 ±22	ja
Oker, Schicht 88	P4-Test	<i>Caturus</i>	0,707527 ±22	nein
	P. 17	<i>Caturus</i>	0,707538 ±21	ja
	P. 9	<i>Lepidotes</i> MT3	0,707459 ±25	ja
Oker, Schicht 120	P9-Test	<i>Lepidotes</i> MT1	0,707383 ±25	nein
	P. 19	<i>Caturus</i>	0,707465 ±23	ja
	P. 20	<i>Lepidotes</i> MT3	0,707393 ±26	ja

Tab. 8 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in gespikten und ungespikten Zahnproben der Lokalität Oker im Vergleich.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708659 \pm 66$ (Mittelwert \pm Stdabw.) deutlich über der kontemporären Meerwasser-Sr-Kurve ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707250 \pm 50$; JONES et al. 1994). Der größte dieser Zähne mit einem Gewicht von ca. 15 mg wurde zudem in drei Teile zerbrochen, die dann separat chemisch aufbereitet und analysiert wurden. Dieses Vorgehen dient dazu, die Reproduzierbarkeit der Messungen an einem einzigen Fischzahn zu überprüfen. Die drei Isotopenverhältnisse von Teilstücken eines größeren Zahns (Tab. 7; P.32-34) sind innerhalb der analytischen Fehler identisch.

An Zähnen eines kleinen atoposauriden Krokodils (cf. *Theriosuchus* sp., THIES et al. 1997) aus der Bank 83 (Kimmeridge) der Lokalität Oker wurden in gleicher Weise wie für die Fischzähne die Sr-Konzentration und die isotopische Zusammensetzung bestimmt, um einen Vergleich mit kontemporären Bioapatiten zu gestatten, die histologisch und großgruppensystematisch unterschiedlich sind. Die vier $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (Mittelwert: $0,707214 \pm 24$) aus den Krokodilzähnen sind niedriger als solche in Fischzähnen aus diesem Horizont ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: $0,707319 \pm 18 - 0,707465 \pm 27$, Anhang B); die jeweiligen Sr-Konzentrationen (Mittelwert: 4349 ppm) höher als die in den Fischzähnen (2279-4006 ppm). Diese Beobachtung wird damit erklärt, dass die schmelzarmen Krokodilzähne etwas anfälliger für eine postmortale Überprägung der strontiumisotopischen Zusammensetzung waren als die schmelzreichen Fischzähne, die die originale isotopische Zusammensetzung des Wassers, in dem die Fische gelebt haben, besser bewahren konnten. Die in den Krokodilzähnen ermittelten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse stellen demnach eine Mischung aus in vivo eingebautem und post mortem erworbenem Sr dar (THIES et al. 1997).

Um die Messungen der überwiegend mit ^{84}Sr -Spike-Lösung versetzten Proben auf methodisch bedingte Artefakte zu überprüfen, wurden auch von fünf ungespikten Zahnproben, die auf gleiche Weise aufbereitet wurden, die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gemessen. Diese liegen mit ihren gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen dicht bei den Daten der gespikten Zahnproben aus den jeweiligen Schichten (Tab. 8) und belegen damit, dass durch das Versetzen mit ^{84}Sr -Spike-Lösung die Bestimmung der ursprünglichen Isotopenverhältnisse nicht verfälscht worden ist.

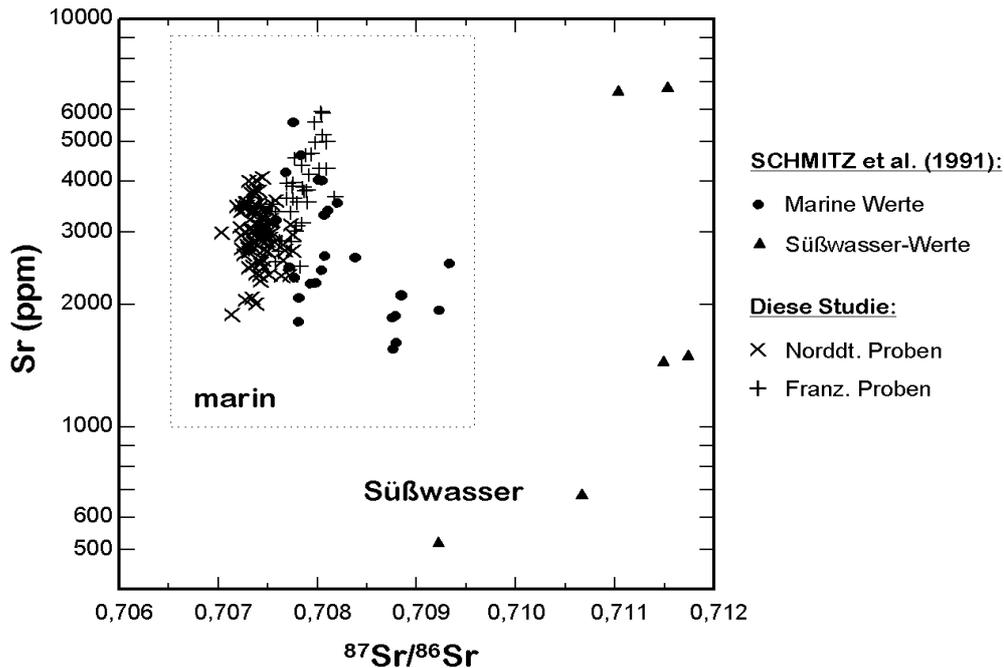


Abb. 5 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aufgetragen gegen Sr-Konzentrationen in fossilen Fischen. Die Daten umfassen Ergebnisse dieser Arbeit und der Studie von SCHMITZ et al. (1991). Der Rahmen (gepunktete Linie) umschließt den Bereich für Fische aus dem marinen Milieu. Die analytischen Fehler sind kleiner als die zur Darstellung verwendeten Symbole. Umgezeichnet nach MUDROCH et al. (1999).

4.2.2.2. Analyisierte Proben

Insgesamt wurden an 147 Proben fossiler Bioapatite $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gemessen und an 142 davon Sr-Konzentrationen ermittelt (Anhang B). Von den 142 komplett analysierten Proben sind 131 Fischzähne aus dem Oberjura. Die verbleibenden 11 Proben umfassen fünf Fischzähne aus der Unterkreide, zwei Conodonten-Proben aus dem Oberdevon und 4 Proben von Krokodilzähnen (cf. *Theriosuchus* sp.) aus dem Mittleren Kimmeridge der Lokalität Oker (Kap. 4.2.2.1., THIES et al. 1997). Die 131 Sr-Isotopen-Analysen an oberjurassischen Fischzähnen verteilen sich wie folgt auf die beprobten Lokalitäten:

- Norddeutschland: 93 Proben, davon 76 aus dem Kimmeridgium (62 aus der Lokalität Oker, 14 aus der Lokalität Uppen) und 17 verteilt auf 7 weitere Lokalitäten anderer zeitlicher Zuordnung (Oxfordium, 5: Heersum, Dielmissen, Hannover; Tithonium, *Gigas*-Schichten, 7: Varrigsen, Holzen II; Tithonium, Münden Mergel, 5: Sparensiek, Thüste).
- Nordfrankreich: 38 Proben aus der Lokalität Boulogne verteilt über das gesamte aufgeschlossene Oberjura-Profil (14 aus dem Kimmeridgium, 24 aus dem Tithonium).

4.2.2.3. Ergebnisse und Diskussion

Trägt man die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den oberjurassischen Fischzähnen in einem Diagramm gegen die zugehörigen Sr-Konzentrationen auf (Abb. 5), zeigt sich im Vergleich mit den Daten von SCHMITZ et al. (1991), dass keiner der Fische aus dem Süßwasser, sondern alle aus dem marinen Milieu im weiteren Sinne (einschl. Brackwasser) stammen (MUDROCH et al. 1999). Die in Abbildung 5 angegebenen Grenzen für den marinen Bereich ergeben sich aus den Schwankungen der Meerwasser-Isotopen-Kurve im Laufe des Phanerozoikums ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

zwischen 0,7065 und 0,7095; Abb. 4) und der empirischen Beobachtung, dass Sr-Konzentrationen über 1000 ppm normalerweise nur im Meerwasser eingebaut werden können (FAGEL et al. 1997, Kap. 4.2.1.2.) und solche über 9000 ppm bislang noch nicht belegt sind.

Modellhafte Alterszuordnung

Um eine genauere Beurteilung der einzelnen gemessenen Werte zu ermöglichen, ist es nötig, allen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen diskrete Alter zuzuordnen. Bei den Proben aus der Lokalität Boulogne stand eine biostratigraphische Einordnung des Profils anhand von Ammoniten zur Verfügung (PROUST et al. 1993, PROUST et al. 1995, HERBIN & GEYSSANT 1993). Bei den norddeutschen Proben wurde über die Parallelisierung der aktuellsten biostratigraphischen Konzepte für den Oberjura des Norddeutschen Beckens (GRAMANN et al. 1997) mit der internationalen Ammonitenzonierung und eigenen Korrelationsversuchen (THIES & MUDROCH 1999) modellhaft eine Zonenzuordnung für die jeweilige Fundschicht getroffen. Dies war nicht anders möglich, da die vorhandenen Endemismen des Norddeutschen Beckens im Oberjura alle Organismen betreffen, die in irgendeiner Weise stratigraphisch brauchbar wären und auch das nahezu völlige Fehlen der Ammoniten solche Bemühungen limitiert. Die wenigen brauchbaren stratigraphischen Informationen für das Kimmeridgium im Norddeutschen Becken sind u. a. die Festlegung der Oxfordium/Kimmeridgium-Grenze in den Profilen der Lokalität Oker (LEHMEN-SCHARF 1989, FISCHER 1991) und der Lokalität Uppen (GRAMANN & LUPPOLD 1991, WEIß 1995). Aufgrund des ausschließlichen Auftretens der Haiart *Lissodus curvidens* DUFFIN & THIES 1997 nur in der Schicht 153 aus Oker und in der Probenschicht AMW 1 aus Boulogne, die der oberen *mutabilis*-Zone zugeordnet wird (PROUST et al. 1995), ist eine zeitliche Korrelierung dieser beiden Niveaus möglich (DUFFIN & THIES 1997). Eine Korrelation der beiden Profile aus Oker und Uppen ist durch das Auftreten von Zähnen des Zwergkrokodils cf. *Theriosuchus* sp. (THIES et al. 1997) in bestimmten Niveaus dieser beiden Profile möglich (Schicht 56, Oker = Schicht 6/2 bzw. Probe C, Uppen), die als Bio-Events gedeutet werden und damit in diesem Becken korrelierbar sein sollten (THIES & MUDROCH 1999). Die Kimmeridge-Schichten der beiden Profile aus Oker und Uppen würden sich demnach zwischen der Grenze Oxfordium/Kimmeridgium und der oberen *mutabilis*-Zone aufspannen und auch die *cymodoce*- und *baylei*-Zone mit einschließen, so wie es WEIß (1995) in seiner stratigraphischen Untersuchung der beiden Malmprofile von Uppen und vom Lauensteiner Paß am Ith, bei Salzhemmendorf für das norddeutsche Unterkimmeridgium fordert. Nach HARLAND et al. (1990) reicht das gesamte Kimmeridgium von 152,1 bis 154,7 Mill. Jahren vor heute mit 2,6 Mill. Jahren für 5 Zonen (*cymodoce*- bis *autissiodorensis*-Zone), was einer mittleren Zeitdauer von ca. 500.000 Jahren für eine Zone entspräche. Wenn man nun einen Zeitraum von ca. 1,5 Millionen Jahren für die drei vertretenen Zonen auf die ca. 150 Schichten des Kimmeridgiums in der Lokalität Oker (FISCHER 1991) verteilt, wäre das in Zahlen ausgedrückt eine ungefähre Zeitdauer von 10.000 Jahren pro abgelagerter Schicht. Dies entspräche über das Gesamtprofil (ca. 100 m) einem Zeitgehalt von 150 a/cm bzw. einer mittleren Gesteinsproduktionsrate von ca. 7 cm/1000 a. Berücksichtigt man weiterhin die stark variierenden Sedimentations- und Kompaktionsraten in solchen Kalk-Mergel-Folgen (EINSELE & RICKEN 1991) und die Tatsache, dass wir in solchen Profilen mit z. T. erheblichen Überlieferungslücken rechnen müssen (RICKEN 1991), kommt man am Ende auf Sedimentationsraten für die Ablagerungen des norddeutschen Kimmeridgiums, die gut mit rezenten karbonatproduzierenden Faziesräumen korrespondieren (STRASSER 1991) und damit zu einem brauchbaren Modell der Alterszuordnung werden.

Auf diese Weise ist jeder Probenschicht in den beiden Profilen von Oker und Uppen ein Modellalter als Zahl zugeordnet (z. B. Schicht 153, Oker = 153,41 Ma vor heute), sodass man

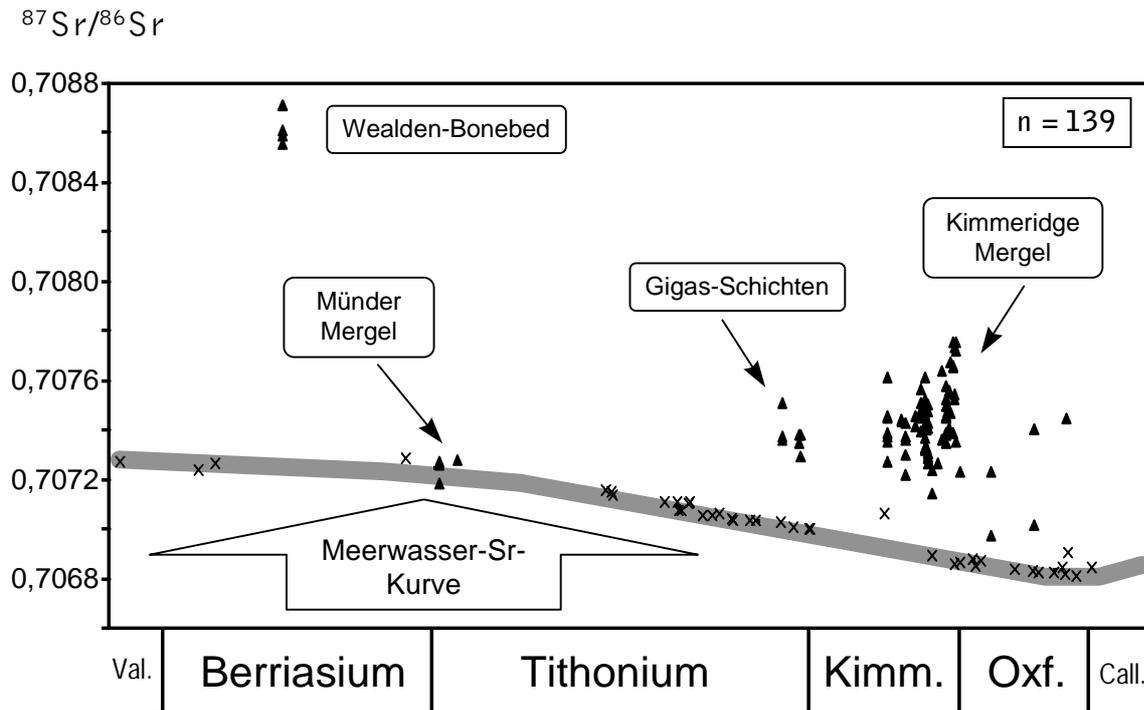


Abb. 6 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Zahnproben aus den norddeutschen Oberjura- und Unterkreide-Lokalitäten aufgetragen gegen die Zeitachse. Die Daten sind nach lithologischen Einheiten gegliedert und werden im Vergleich mit der kontemporären euhalinen Meerwasser-Isotopen-Kurve (Daten neu berechnet nach JONES et al. 1994) dargestellt.

nun die Sr-Isotopen-Werte aus den beprobten Zähnen gegen die Zeitachse auftragen kann, was die Darstellung der Ergebnisse erheblich vereinfacht. Für die anderen beprobten Zeitabschnitte im norddeutschen und nordfranzösischen Oberjura wurde ähnlich verfahren. Für die beprobten Horizonte aus dem Profil von Boulogne kommt man so auf modellhafte Alter zwischen 148,7 bis 153,4 Mill. Jahren vor heute. Der Fehler für diese Art der Alterszuordnung ist je nach Länge des überbrückten Zeitabschnitts unterschiedlich groß, muss aber so hingenommen werden und wird in ähnlicher Weise auch für die Definition der Meerwasser-Sr-Isotopen-Kurven für andere Zeitabschnitte des Mesozoikums praktiziert (SMALLEY et al. 1994). Auch die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse für das euhaline Meerwasser im Oberjura (JONES et al. 1994) sind in Anlehnung an die Altersangaben von HARLAND et al. (1990) mit solchen modellhaften Altern versehen und von daher gut mit den hier vorliegenden Daten zu vergleichen.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der norddeutschen Proben

Trägt man die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Fischzähnen aus den Norddeutschen Lokalitäten (Oberjura und Unterkreide) gegen die Zeitachse auf, zeigt sich im Vergleich mit kontemporären Isotopenverhältnissen des euhalinen Meerwassers (JONES et al. 1994), dass solche mit einer normalmarinen Signatur nur im oberen Tithonium nachgewiesen werden konnten (Abb. 6). Es handelt sich dabei um Proben aus den Lokalitäten Sparsensiek und Thüste (Tab. 9), deren Profile nahezu zeitgleich im terminalen Oberjura (Mittlere Münder Mergel, GRAMANN et al. 1997) angesiedelt sind. Die Fischzähne der Lokalität Sparsensiek stammen aus einem gipsführenden Mergel, der als fossilreichere Zwischenlage (obere tonige Zwischenschicht, ENTENMANN et al. 1983) einer zyklischen Gipsfolge auf generell eher hypersalinare Verhältnisse schließen lässt. Die Fischzähne der Lokalität Thüste stammen aus den dort als Werkstein abgebauten Serpelkalksteinen, die als Sediment einer flachen Lagune gedeutet werden, die in

	Boulogne		Norddeutschland			
	Kimmeridge	Tithon	Oxford	Kimmeridge	Gigas-Sch.	Münder M.
Min.	0,707774	0,707432	0,707059	0,707121	0,707295	0,707190
Max.	0,708117	0,708180	0,707547	0,707764	0,707521	0,707285
Mittelwert	0,707976	0,707755	0,707305	0,707442	0,707391	0,707259
Fehler	±29	±32	±90	±15	±23	±16
Anzahl	14	24	5	76	7	5

Tab. 9 Statistische Auswertung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse ermittelt in Fischzähnen aus dem Oberjura.

Eindampfungsphasen immer wieder hypersalinare Verhältnisse aufgewiesen hat (JAHNKE & RITZKOWSKI 1980). Die Tatsache, dass hier $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Fischzähnen aus eher hypersalinen Fazies euhaline Isotopensignaturen tragen, könnte durchaus damit erklärt werden, dass die Fische nicht lange in diesen hypersalinen Milieus gelebt bzw. erst in einer späten Lebensphase in diese eingewandert sind. Andererseits muss nach DENISON et al. (1998) davon ausgegangen werden, dass die isotopische Zusammensetzung des Wassers in einer flachen randmarinen Eindampfungspfanne nur dann von der des euhalinen Meerwassers abweicht, wenn es regelmäßig von Süßwassereinträgen mit einer kontinentalen Sr-Isotopen-Signatur vermischt wird. Überlieferungsfähig sind solche Zustände nur bei langanhaltender Abgeschlossenheit des Beckens gegenüber dem isotopisch homogenen Ozeanwasser. Solchermaßen entstandene Mischwässer, deren isotopische Zusammensetzung eine Mischung von Meerwasser- und Süßwasser-Isotopensignaturen darstellt, können dieselben $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse wie solche aus hyposalinen Milieus aufweisen.

Sr-Isotopensignaturen aus einem ähnlich alten hyposalinen Milieu kann man aus den Zahnproben des Wealden-Bonebed (Berriasium) von Sehnde bei Hannover ablesen (Abb. 6). Seinem allochthonen Faunenbestand nach zu urteilen, das sowohl marine (Haizähne der Gattung *Hybodus*) als auch kontinentale Faunenanzeiger (Saurierknochen, *Lepidotes*-Zähne) beinhaltet, handelt es sich bei diesem Bonebed aller Wahrscheinlichkeit nach um eine Zusammenschwemmung im küstennahen, estuarinen Brackwasser. Die in den Zähnen von *Lepidotes* sp., einem euryhalinen Fisch der europäischen Wealden-Fazies, gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (Mittelwert: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708659 \pm 66$, Tab. 7) stützen diese Interpretation, da sie alle in gleicher Weise eine gegenüber der euhalinen deutlich schwerere isotopische Zusammensetzung ($\Delta = +0,0013$) aufweisen, wie sie nur in einem mesohalinen aquatischen Milieu (Salzgehalt: 3-18 ‰) erworben werden kann.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den Fischzähnen des norddeutschen Kimmeridge (Lokalitäten Oker und Uppen) und aus den *Gigas*-Schichten (Varrigsen und Holzen II) weisen eine gegenüber dem kontemporären euhalinen Meerwasser ($0,706950 \pm 50$; JONES et al. 1994) leicht erhöhte isotopische Zusammensetzung ($\Delta = +0,0005$) auf. Das deutet darauf hin, dass es einen nennenswerten, aber nicht besonders hohen Süßwassereinfluss auf den Lebensraum dieser Fische gegeben hat. Es müssen hier vermutlich leicht reduzierte Salinitäten geherrscht haben. Diese dürften aber im Vergleich zu den Wealden-Daten nicht so niedrig gewesen sein. Das hieße in etwa Brachyhalinikum (Salzgehalt: 18-30 ‰), je nach Randbedingung in den einzelnen beprobten Schichten. Diese Einstufung wird sowohl durch die eigenen faunistischen Untersuchungen in diesen Schichten (Kap. 5.1.2.2.) als auch durch die palökologischen Ergebnisse von HUCKRIEDE (1967), die dieser an den überwiegend benthonisch lebenden

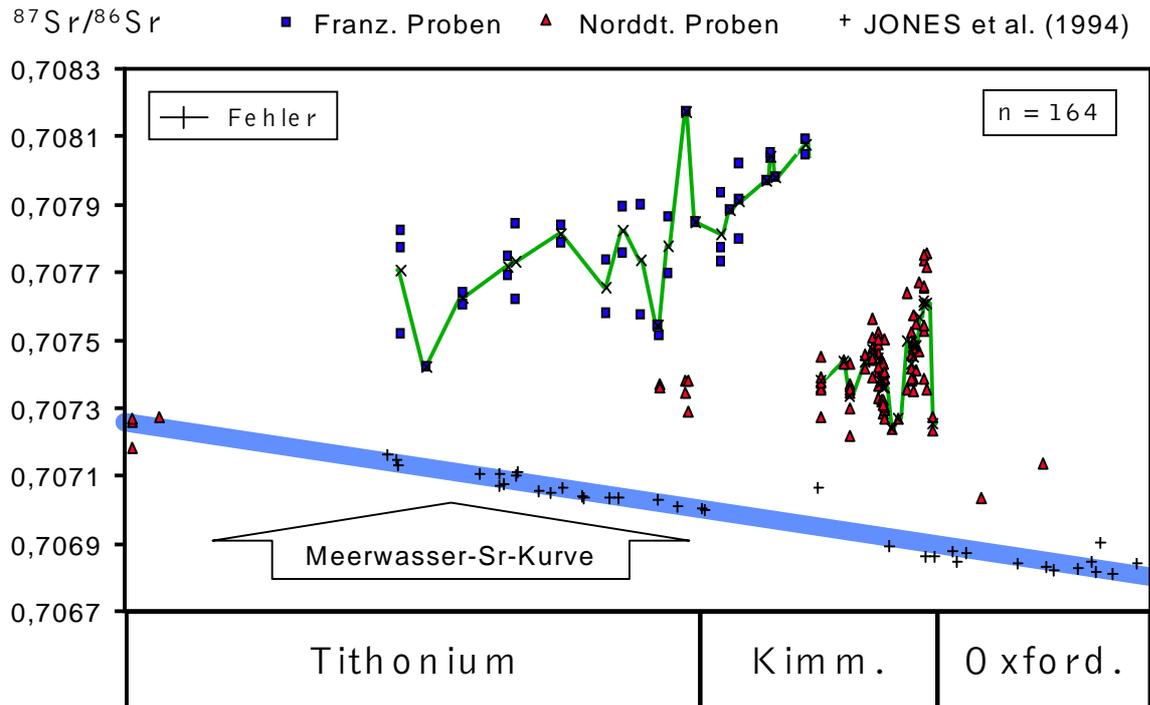


Abb. 7 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Zahnproben aus Boulogne und aus den norddeutschen Oberjura-Lokalitäten gegen die Zeitachse aufgetragen. Die Daten werden im Vergleich mit der kontemporären euhalinen Meerwasser-Isotopen-Kurve (blaues Band, Daten neu berechnet nach JONES et al. 1994) dargestellt. Die grüne Linie verbindet die errechneten Mittelwerte der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse einer Schicht. Angegeben sind der mittlere analytische Fehler und der mittlere Fehler für die Alterszuordnung. Nach MUDROCH et al. (1999).

Molluskenfaunen dieser Zeitabschnitte gewonnen hat, bestätigt.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus dem norddeutschen Oxfordium (Lokalitäten Dielmissen, Hannover und Heersum) sind insgesamt zu heterogen und vor allem von zu geringer Zahl, um in diesem Zusammenhang richtig interpretiert zu werden (Tab. 9). Sie haben auch alle eine andere chemische Probenaufbereitung als die Mikrovertebraten aus dem Kimmeridgium und Tithonium erfahren. Es handelte sich hierbei nicht um Lösungsrückstände aus Essigsäurebehandlungen, sondern um Proben, die lediglich mit H_2O_2 geschlänmt wurden bzw. im Falle der beiden Proben aus Hannover sogar um Teile von Makrofossilien, die aus der stratigraphischen Sammlung des GPH entnommen worden sind. Lediglich die beiden Haizähne der Lokalität Hannover (*Asteracanthus* sp., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707059 \pm 23$) und Dielmissen (*Synechodus* sp., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707129 \pm 22$) zeigen annähernd euhaline Isotopensignaturen. Alle in den Knochenfischen gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sind relativ gesehen zu hoch (z. T. auch mit erheblichen Messungenauigkeiten) und im Gesamtzusammenhang zweifelhaft.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der französischen Proben

Trägt man die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den Fischzähnen der nordfranzösischen Lokalität Boulogne (Kimmeridgium-Tithonium) zusammen mit den Daten aus dem Oberjura Norddeutschlands gegen die Zeitachse auf (Abb. 7), dann zeigt sich, dass sie z. T. erheblich über der Sr-Isotopen-Kurve liegen, die ein isotopisch homogenisiertes euhalines Meerwasser für diesen Zeitraum charakterisiert (JONES et al. 1994). Das würde bedeuten, dass auch für die Fischhabitate der beprobten Schichten von Boulogne ein überwiegend hyposalines Milieu anzunehmen wäre,

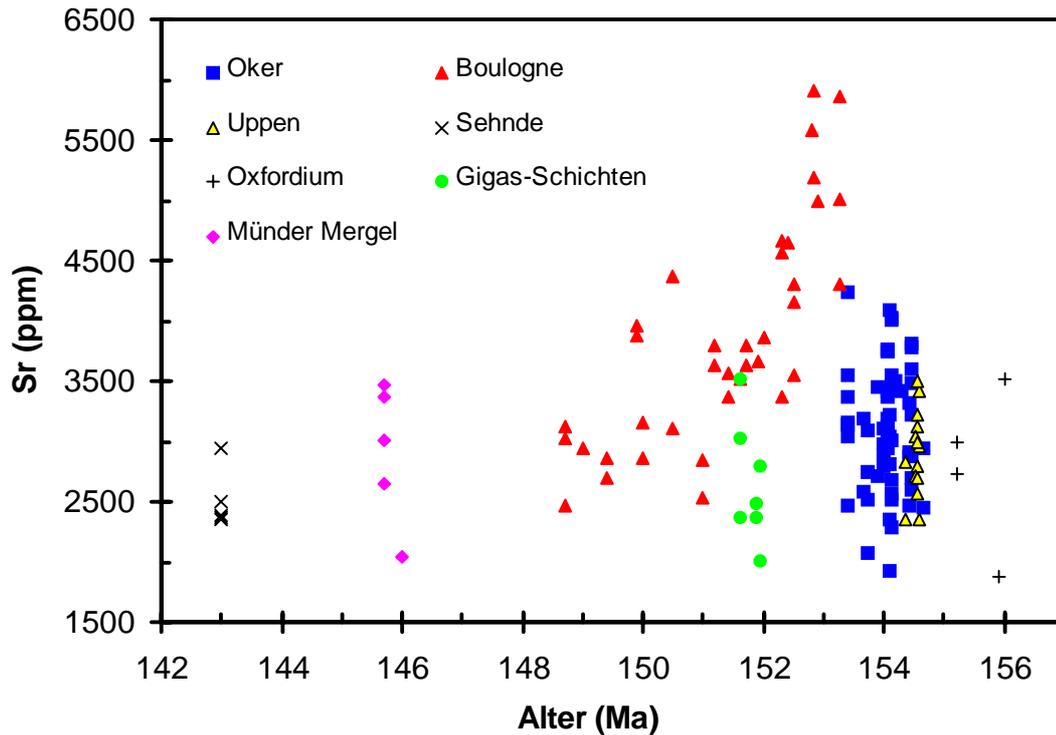


Abb. 8 In Fischzähnen ermittelte Sr-Konzentrationen nach Lokalitäten getrennt gegen die Zeitachse aufgetragen. Alter modelliert nach HARLAND et al. (1990). Oxfordium = Lokalität Dielmissen, Hannover, Heersum. *Gigas*-Schichten = Lokalität Holzen II, Varrigsen. Münden Mergel = Lokalität Sparsensiek, Thüste.

indem erhöhte Sr-Isotopensignaturen vorgeherrscht hätten, die auf die Mischung von Salzwasser und Süßwasser zurückzuführen sind. Die palökologischen Anzeiger all dieser Schichten bis auf die für Probe GCR 1 widersprechen aber der Annahme eines überwiegend hyposalinen Milieus. Nur die Probe GCR 1 wurde aus einer Schicht entnommen, die als feinkörnigere Lage in der ansonsten von küstennahen marinen bzw. deltatischen Sandsteinen dominierten Grès-de-la-Crèche-Formation auftritt und als estuariner Mergel gedeutet wird (PROUST et al. 1995). Die Zusammensetzung der Fischfauna in den anderen beprobten Schichten (Kap. 5.1.3.), das Auftreten von Ichthyosauriern (BARDET et al. 1997) und die Vielfalt und Art der Invertebratenfunde (Ammoniten, Belemniten, Echinodermaten, Mollusken) in diesen Ablagerungen (OSCHMANN 1985) deuten eher auf einen normalmarinen (euhalinen) Lebensraum hin. Auch die Interpretation der sedimentologischen Daten aus den beprobten Schichten mit normalmarinen Faziestypen (OSCHMANN 1985, PROUST et al. 1995), die in unterschiedlichen Tiefenbereichen auf einer zum Becken hin abfallenden Rampe zur Ablagerung kamen, passt nicht zu Fischhabitaten mit überwiegend hyposalinen Milieus. Ein Vergleich mit den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen aus dem norddeutschen Oberjura zeigt, dass die französischen im Mittel wesentlich höher liegen und viel stärker als jene streuen (Tab. 9, Abb. 7). Auch die ermittelten Sr-Konzentrationen sind in den französischen Proben im Mittel viel höher als in den norddeutschen Proben (Tab. 10) und weisen eine positive Korrelation mit ihrem Alter auf (Abb. 8). Die Originalität der Sr-geochemischen Daten und damit ihre Aussagekraft für die Salinität in den beprobten Schichten des französischen Profils muss daher angezweifelt werden. Es muss mit einer geeigneten Methode geklärt werden, ob eine nachträgliche (diagenetische) Veränderung der Sr-Verhältnisse in den Fischzähnen aus Boulogne stattgefunden hat.

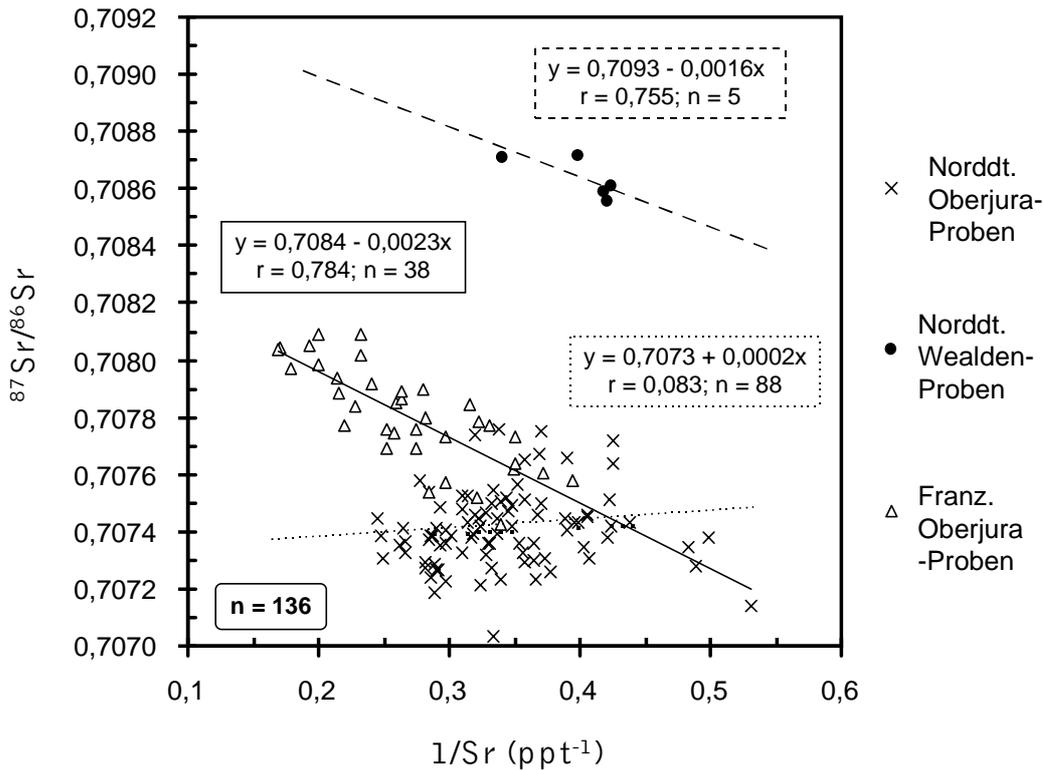


Abb. 9 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Zahnproben der Lokalität Boulogne, der norddeutschen Oberjura-Lokalitäten und des Wealden-Bonebeds aufgetragen gegen $1/\text{Sr}$ (ppt^{-1}). Die Gleichungen und Korrelationskoeffizienten r der drei Regressionsgeraden (durchgezogen, gepunktet und gestrichelt) sind zusammen mit der Anzahl n der repräsentierten Datenpunkte angegeben. Der mittlere analytische Fehler entspricht der Größe der Symbole.

Diagenetische Alteration von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen

Geht man davon aus, dass das ursprüngliche Sr-Isotopenverhältnis eines in vivo eingebauten initialen Strontiums noch in jedem dieser Zähne vorhanden ist und lediglich von einem zusätzlich post mortem aufgenommenen Fremd-Sr mit einer anderen isotopischen Zusammensetzung überlagert wurde, kann man der Einfachheit halber von einem Zwei-Komponenten-Mischungssystem (FAURE 1986: 141f.) ausgehen. Jedes Sr-Isotopenverhältnis, zu dem eine Sr-Konzentration bekannt ist, lässt sich als Datenpunkt in einem Diagramm darstellen, in dem die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gegen die Sr-Konzentrationen bzw. ihre reziproken Werte $1/\text{Sr}$ gezeichnet werden. Beide Darstellungsarten sind hier gleichbedeutend (FAURE 1986: Abb. 9.1), man erhält aber bei der zweiten Version gerade Mischungslinien anstelle von hyperbolischen sowie eine bessere Spreizung von Datenpunkten mit ähnlichen Sr-Gehalten, was anschaulicher für die Interpretation ist.

Trägt man nun die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Proben aus der Lokalität Boulogne im Vergleich mit den Daten aus Norddeutschland (Oberjura und Wealden) gegen $1/\text{Sr}$ (Abb. 9) auf, so ist auf den ersten Blick ersichtlich, dass die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der französischen Proben deutlich negativ mit $1/\text{Sr}$ korrelieren. Eine lineare Regressionsanalyse der französischen Datenpunkte ergibt die Gleichung $y = 0,7084 - 0,0023x$ für die Regressionsgerade mit einem relativ hohen Korrelationskoeffizienten r von 0,784. Das bedeutet, dass hier ein Fremd-Sr mit einem höheren Sr-Isotopenverhältnis zusätzlich zum initialen Strontium vorliegt. Das Isotopenverhältnis dieses Strontiums lässt sich über die Funktionsgleichung der Geraden ungefähr ermitteln. Sie ist im

Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Ordinate ($x = 0$) ablesbar und beträgt $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7084$. Dieses Fremd-Sr stellt ein modellhaftes diagenetisches Strontium dar, das vermutlich aus mehreren Quellen, deren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sich schon während der Diagenese der Sedimente in der Porenlösung miteinander äquilibriert haben, gespeist wurde.

Ein Teil des Fremd-Sr ist sicherlich mariner Herkunft und stammt aus aragonitischen Biomineralisationen, die im Laufe ihrer Diagenese zu Kalzit transformiert wurden, was infolgedessen zu einer zeitweilig stark erhöhten Sr-Konzentration in der Porenlösung führt (STOUT 1985, RICHTER & DEPAOLO 1988, RICHTER 1993, RICHTER & LIANG 1993, BANNER 1995, GRAU 1996), da Kalzit nur deutlich geringere Sr-Konzentrationen in seiner Kristallstruktur toleriert. Die Herkunft eines anderen Teils des Fremd-Sr lässt sich aus der Diagenese der Schwarzschiefer, die den Hauptteil der Sedimente im Gesamtprofil der Lokalität Boulogne ausmachen, ableiten. In Schwarzschiefern wie diesen (Tonsteinserien mit hohem Anteil an organischem Kohlenstoff) ist während der Diagenese eine enorme Remobilisierung der Spurenelemente (Sr, Th, Pb, REE) zu beobachten, was wiederum zu einer starken Kontaminierung der Porenwässer führt (HANNIGAN & BASU 1998, LEV et al. 1998, LEV et al. 1999). Außerdem sind diese Schwarzschiefer reich an detritischen und authigenen Mineralen wie Illit, Smectit und Glaukonit (PROUST et al. 1995), die einen hohen K- bzw. Rb-Gehalt aufweisen. So entstehen im Laufe der Zeit durch Rb-Zerfall große Mengen an ^{87}Sr , was eine Erhöhung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Porenwässern zur Folge hat. Länger andauernde diffusive Ionenaustauschprozesse an den Grenzflächen der phosphatischen Partikel könnten so langfristig das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in den Zähnen erhöhen. Ein Indiz dafür ist die relativ gute Korrelation der Sr-Konzentrationen mit dem Alter der Zahnproben (Abb. 8). Die vermutlich geringe Menge Sr, die während der Frühdiagenese des Bioapatits (cHAP-CFA-Transformation; Kap. 4.4.2.3.) strukturell in den Zahn eingebaut wird, dürfte die isotopische Zusammensetzung des Meerwassers gehabt haben und damit kaum vom initialen Strontium zu unterscheiden sein. Die mittlere Konzentration an initialem Strontium läge unter der Annahme von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7071$ für den mittleren Wert des euhalinen Meerwassers (JONES et al. 1994) aufgrund der oben ermittelten Gleichung bei $1/\text{Sr} = 0,565 \text{ ppt}^{-1}$, was einer Sr-Konzentration von 1770 ppm entspricht und einen glaubhaften Wert für das in vivo eingebaute Strontium (siehe Tab. 4) darstellt.

	Boulogne		Norddeutschland			
	Kimmeridge	Tithon	Oxford	Kimmeridge	Gigas-Sch.	Münder M.
Min.	3363	2474	1416	1919	2007	2046
Max.	5905	4373	3367	4245	3521	3471
Mittelwert	4721	3360	2479	3054	2818	2909
Fehler	±198	±103	±323	±55	±201	±233
Anzahl	14	24	5	76	7	5

Tab. 10 Statistische Auswertung der 131 Sr-Konzentrationen ermittelt in Fischzähnen aus dem Oberjura.

Ursprünglichkeit der norddeutschen Proben

Die Vermutung liegt nahe, dass die oben beschriebene Alteration der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse durch zusätzlich eingebautes Strontium (Fremd-Sr) ein häufig zu beobachtendes Phänomen in karbonatisch-phosphatischen Systemen ist. Schaut man sich daraufhin auch die Werte aus dem Norddeutschen Oberjura an (Abb. 9), sieht man, dass hier keine signifikante Korrelation ($r = 0,08$) zwischen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $1/\text{Sr}$ erkennbar ist.

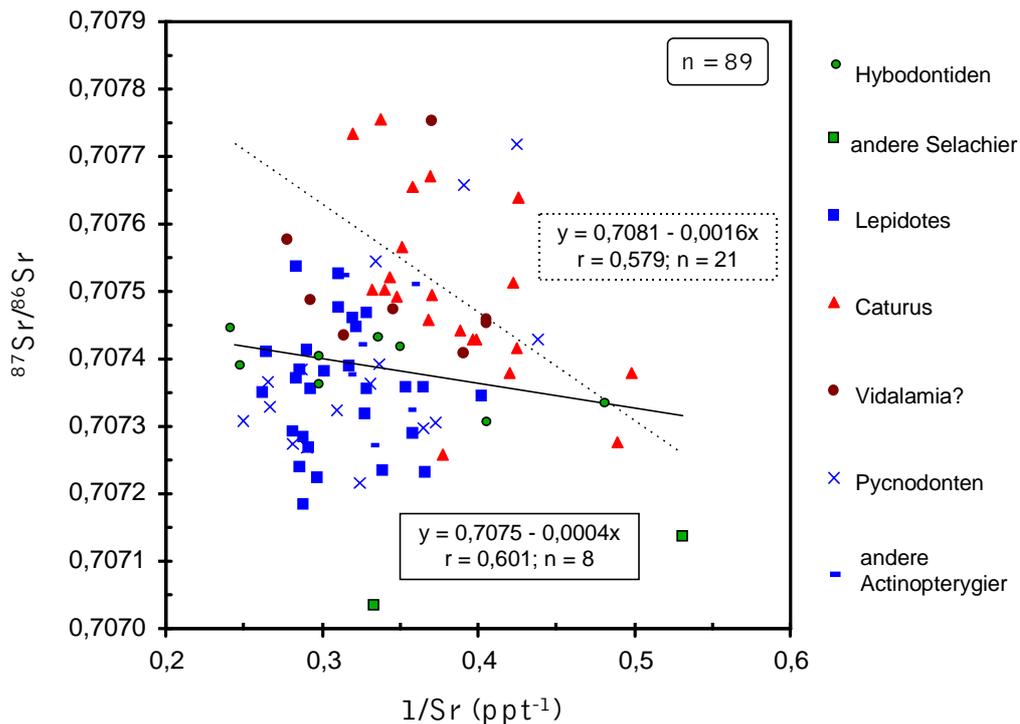


Abb. 10 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Zahnproben aus den norddeutschen Oberjura-Lokalitäten aufgetragen gegen $1/\text{Sr}$ (ppt^{-1}) unterschieden nach ihrer taxonomischen Herkunft. Durch die Datenpunkte von *Caturus* sp. (gestrichelt) und den Hybodontiden (durchgezogen) verlaufen Regressionsgeraden deren Gleichung, Korrelationskoeffizient und zugrundeliegende Datenmenge angegeben sind. Der mittlere analytische Fehler entspricht ungefähr der Größe der Symbole.

Schaut man sich in einem solchen Diagramm nur die Werte der norddeutschen Oberjura-Proben an, differenziert diese aber nach ihrer taxonomischen Herkunft (Abb. 10), dann ergeben sich lediglich für die Werte der hybodontiden Haie und von *Caturus* sp. Regressionsgeraden mit signifikanten Korrelationskoeffizienten (r beide Male ca. 0,6). Die Steigung der Regressionsgeraden durch die Datenpunkte der Hybodontiden ist dabei mit $-0,0004$ so gering, dass man diese nur sehr leichte Alteration der Werte vernachlässigen kann. Die eventuell vorhandene geringe Alteration der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Zähnen von *Caturus* sp. ließe sich durch histologische Unterschiede zu den Zähnen der anderen Taxa plausibel erklären. Bei Zähnen von *Caturus* sp. ist der Dentinanteil am Gesamtvolumen größer als bei den anderen analysierten Arten, was eine höhere Anfälligkeit für chemische Alterationen bedeuten könnte (Kap. 4.4.2.). Die anderen Taxa (vornehmlich durophage Actinopterygier) zeigen in diesem Diagramm (Abb. 10) keine Hinweise auf eine nachträgliche Beeinflussung durch Fremd-Sr mit einer anderen isotopischen Zusammensetzung. Obwohl die Sr-Konzentrationen in diesen Zähnen höher sind als dies bei heutigen marinen Fischen der Fall ist (Tab. 4), zeigen die Werte für den gesamten Oberjura eine ähnliche Streuung (Abb. 8, Tab. 10) ohne mit dem Alter zu korrelieren. Es wird deswegen davon ausgegangen, dass es sich um initiale Sr-Konzentrationen handelt, deren Höhe eher ein Indiz für den Einfluss erhöhter Salinitäten auf das Paläohabitat ist. Solch eine Beziehung ist von SECOR & ROOKER (2000) an rezenten Fischen belegt worden. Die Mehrheit der Daten aus dem norddeutschen Kimmeridgium und Tithonium spiegelt demnach die originalen Sr-Isotopensignaturen des hydrologischen Milieus wider, in dem das Sr von den Fischen in ihre Zähne eingebaut worden ist. Die signifikante Korrelation ($r = 0,76$) der Wealden-Daten (Abb. 9) ist durch ihre geringe Anzahl (5 Werte) begründet.

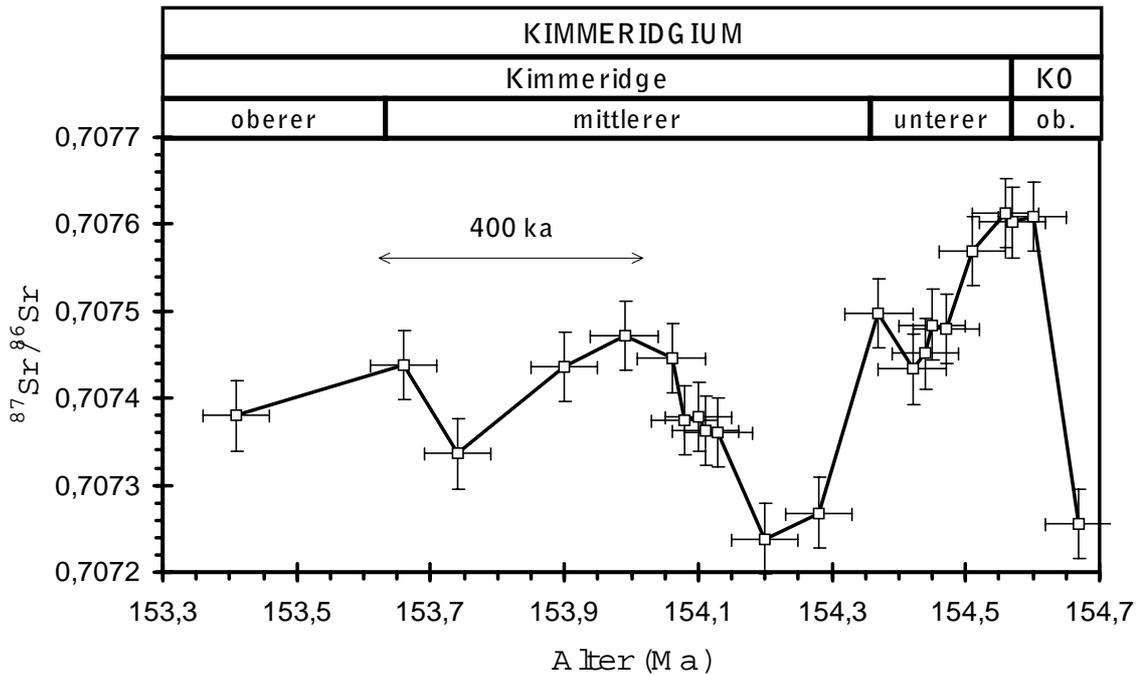


Abb. 11 Schichtmittelwerte der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Proben aus dem norddeutschen Kimmeridgium (Lokalitäten Oker und Uppen) aufgetragen gegen ihr Modellalter. Der Fehler auf der Ordinate ergibt sich aus den analytischen Fehlern und dem Fehler für die Mittelwertsberechnung. Der Fehler auf der Abszisse drückt die Unsicherheit der Alterszuordnung aus und ist mit ± 50 ka geschätzt. KO = Korallenoolith.

Zyklische Schwankungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse

Die Ursprünglichkeit eines Großteils der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus dem norddeutschen Kimmeridgium erlaubt es, eine kurze Analyse der Schwankungen, die diese in Abbildung 7 aufweisen, vorzunehmen. Die Schwankungen sind am besten sichtbar, wenn man nur den Kurvenverlauf betrachtet, der die Mittelwerte der beprobten Schichten miteinander verbindet (Abb. 11). Diese Mittelwerte sind über den gesamten Zeitraum, der die Ablagerung der jeweiligen Schicht umfasst, integriert, und verwischen damit alle kurzzeitigeren Schwankungen. Auch die Wahl der Probenabstände hat einen Einfluss auf die Auflösungsgrenze der angezeigten Schwankungen. Bei der nötigen Fehlerbetrachtung muss sowohl der Fehler für die exakte Lage eines Punktes auf der Abszisse (Alter) als auch die Lage auf der Ordinate ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) berücksichtigt werden. Der Fehler auf der Ordinate, der Veränderungen der Amplitude zur Folge hat, ergibt sich aus dem analytischen Fehler (2σ) für die individuellen Messungen des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses und dem statistischen Fehler für die Berechnung der Mittelwerte einer Schicht, für den eine Fehlervergrößerung um den Faktor 2 angenommen worden ist. Der Gesamtfehler auf der Ordinate wäre demnach 4σ , was im Diagramm (Abb. 11) der Einfachheit halber als uniformer Wert von $\pm 0,00004$ dargestellt ist und im Vergleich nur 10% der gesamten Amplitude von 0,0004 ausmacht.

Der Fehler auf der Abszisse (Alter) für die hier vorgestellte Sr-Isotopen-Kurve ist verknüpft mit den Fehlern, die sich aus dem gewählten Modell für die Alterszuordnung ergeben und ist mit ± 50 ka (entspricht dem fünffachen Schichtalter) großzügig geschätzt. Der Fehler dürfte aber nicht nur die relative Lage der Punkte auf der Abszisse, sondern auch die absolute Entfernung der Punkte auf der Zeitachse betreffen. Die absolute Distanz der Punkte auf der Abszisse hat

direkte Auswirkungen auf die Frequenz der sichtbaren Schwankung. Folgt man der vorgenommenen Altersmodellierung, nimmt der dargestellte Kurvenverlauf einen Zeitraum von ca. 1,3 Ma ein. Wird dieser Zeitraum als kürzer angenommen, würde das dazu führen, dass die Kurve gestaucht wird und somit eine höhere Frequenz bekommt. Eine Ausdehnung des zeitlichen Rahmens würde ein Auseinanderziehen der Kurve und damit ein Absinken der Frequenz bewirken, was aber unter den vorliegenden Umständen als wenig wahrscheinlich erscheint. Wenn man unter all diesen Prämissen die Abbildung 11 betrachtet, ergibt sich für die Schwankungsbreite, d. h. Frequenz der ermittelten Sr-Isotopen-Kurve ein Wert von ca. 400 ka.

Dieser Wert passt gut in den Bereich der zyklischen Exzentrizitätsschwankungen der Erde, die Frequenzen von ca. 100 ka (E1, E2) und ca. 400 ka (E3) aufweisen (FISCHER 1991). Da Schwankungen in der Exzentrizität der Erde eine direkte Auswirkung auf die mittlere Sonnenscheindauer (Insolation) im Jahr haben, ist auch eine Verbindung zur Verwitterungsintensität auf dem Festland gegeben. Da die hier betrachteten Schwankungen der Sr-Isotopenzusammensetzung des Wassers in dem teilsolierten Becken eines flachen Randmeers in Abhängigkeit vom Zustrom der kontinentalen Verwitterungslösungen zu sehen sind, wäre somit ein Zusammenhang hergestellt. Nach EINSELE & RICKEN (1991) muss es aber einen verstärkenden Faktor (wie z. B. jahreszeitliche Schwankungen eines monsunalen Klimas) gegeben haben, um die zyklischen Signale überlieferbar zu machen. Obwohl Milankovitch-Zyklen mit höheren Frequenzen (21 ka) für den Kimmeridge in NW-Europa schon nachgewiesen sind (OSCHMANN et al. 1997), und die Studie von VALDES et al. (1995) ihren Einfluss auf das Klima und die Ausbildung von Kalk-Mergel-Folgen im Oberjura unterstreicht, ist ein glaubwürdiger Nachweis für Schwankungen mit Frequenzen von 100 ka oder 400 ka in Sr-Isotopen-Kurven aus dem Mesozoikum erstmalig. Die von DIA et al. (1992) und CLEMENS et al. (1993) anhand von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen aus Eisbohrkernen beschriebenen Schwankungen im Bereich von 100 ka sind aufgrund geringer Amplituden und eines zu kurzen betrachteten Zeitabschnitts nur bedingt nachvollziehbar. Jüngst hat aber ASAHARA (1999) auf überzeugende Art Schwankungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit Periodizitäten von 100 ka und 400 ka in 3 Ma alten Sedimenten des Nordpazifiks nachgewiesen, deren Amplituden noch ausgeprägter als die hier ermittelten sind. Dies legt nahe, dass unter geeigneten Umständen Schwankungen von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen mit Periodizitäten, denen Milankovitch-Zyklen zugrunde liegen könnten, auch aus dem Oberjura überlieferbar sind.

Schlussfolgerungen

Von den 131 Sr-Analysen an oberjurassischen Fischzähnen zeigen die 38 Proben aus dem Oberjura von Boulogne eine deutliche Überlagerung von diagenetischen Signaturen, die eine weitere Interpretation dieser Daten nicht erlaubt. Von den 93 Proben aus dem norddeutschen Oberjura kann nur für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 88 Zahnproben aus dem Kimmeridgium und Tithonium davon ausgegangen werden, dass sie ihre ursprüngliche isotopische Zusammensetzung bewahrt haben. Nur diese können für eine weitergehende Untersuchung bezüglich ihrer palökologischen Aussagekraft benutzt werden, da nur sie eine Relevanz für die Habitate der durch die Zähne belegten Fische haben. Abgesehen von den 5 Proben aus dem höheren Tithonium (Münder Mergel), die ein euhalines Milieu anzeigen, weisen die Sr-Daten aus dem Kimmeridgium (76) und den *Gigas*-Schichten (7) auf nicht-normalmarine Verhältnisse hin, wobei die Sr-Gehalte eher ein übersalzenes, die Sr-Isotopenverhältnisse eher ein untersalzenes Milieu indizieren. In einem späteren Abschnitt dieser Arbeit wird versucht, die Paläosalinitäten dieser Habitate zum Zeitpunkt der isotopischen Mischung von Süß- und Salzwasser rechnerisch zu modellieren (Kap. 5.3.3.1.).

4.2.3. Rb/Sr-Analysen in Sedimentproben

4.2.3.1. Auswahl, Vorbereitung und Analyse der Proben

Zu Vergleichszwecken wurden neben den Fischzahnproben auch einige Proben der mergeligen Sedimente, in denen diese eingebettet waren, für eine Bestimmung der Rb-Sr-Isotopen und der Rb- und Sr-Konzentrationen ausgewählt. Es wurden 8 Probenschichten aus der Lokalität Oker und 11 Probenschichten aus der Lokalität Boulogne für die Untersuchungen herangezogen. Damit sollen etwaige Beziehungen der in den Fischzähnen ermittelten zu den in den Sedimenten gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen aufgezeigt werden. Als Untersuchungsmaterial dienten Reste von Sedimentproben der in den Vorprobenserien aus den Profilen entnommenen Mikroproben (ca. 2 kg), die mit dem Gesteinsmörser zu feinem Gesteinspulver zerkleinert wurden. Diese Gesteinspulver (5-15 g) wurden anschließend in kleine Glasröhrchen abgefüllt und für alle chemischen Analysen verwendet (Sr-Rb und REE). Neben den Gesteinsproben wurde auch eine kleine Menge (ca. 100 mg) technisches Tri-Ca-Phosphat, das bei der Reinigung der Zähne als Puffer diente, für die Rb-Sr-Untersuchungen verwendet. In diesem Pulver sollte vor allem der Sr-Gehalt und das Sr-Isotopenverhältnis, das während der Reinigung der Zähne für eine gewisse Zeit mit diesen in einem diffusiven Austausch stand, ermittelt werden.

Für die Gesamtgesteinsanalysen wurden etwa 100 mg Gesteinspulver abgewogen und mit einem geeigneten ^{87}Rb - ^{84}Sr -Mischspike versetzt. Anschließend wurden die Proben mit 8 ml einer HF-HNO₃-Mischung (5:1) für mind. 8 h bei ca. 100 °C in säurefesten Savilexbechern aufgeschlossen. Danach wurde die Lösung abgeraucht und die Trockenrückstände mit 6N HCl gelöst. Dann wurde wie für die Zähne beschrieben (Kap. 4.2.2.1.) weiter verfahren. Da das Tri-Ca-Phosphat eine homogene Mineralphase darstellt, wurden nur ca. 1/3 der für die Gesamtgesteinsanalysen üblichen Menge (37,5 mg) eingewogen, um so einer möglichen Ca-Überlastung des Ionenaustauscher-Harzes in den Quarzglassäulen vorzubeugen.

4.2.3.2. Ergebnisse und Diskussion

Die gemessenen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sowie die ermittelten Rb- und Sr-Konzentrationen in 19 Sedimentproben aus den beiden Lokalitäten Oker und Boulogne sind in Anhang B aufgeführt. Die Rb-Konzentrationen (31-144 ppm) und Sr-Konzentrationen (225-489 ppm) liegen im normalen Bereich für mergelige Gesteine. Das zur Kontrolle untersuchte Tri-Ca-Phosphat wies eine Sr-Konzentration von 60 ppm bei einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von $0,708587 \pm 77$ auf. Diese Werte werden als unschädlich für die mit der Reinigungslösung behandelten Bioapatite gewertet. Der Rb-Gehalt lag unter der analytischen Nachweisgrenze.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in Sedimenten

Bevor man die in den Sedimentproben gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse mit den in den Fischzähnen gemessenen vergleicht, muss man zuerst eine Alterskorrektur durchführen (vergl. FAURE 1986: 118ff.). Dies geschieht unter Berücksichtigung des radiogenen Zuwachses von ^{87}Sr durch den radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb seit der Zeit der Ablagerung der Sedimente. Die Alterskorrektur der gemessenen Werte liefert mithilfe der Formel in Gleichung 1 die initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{mit}}$).

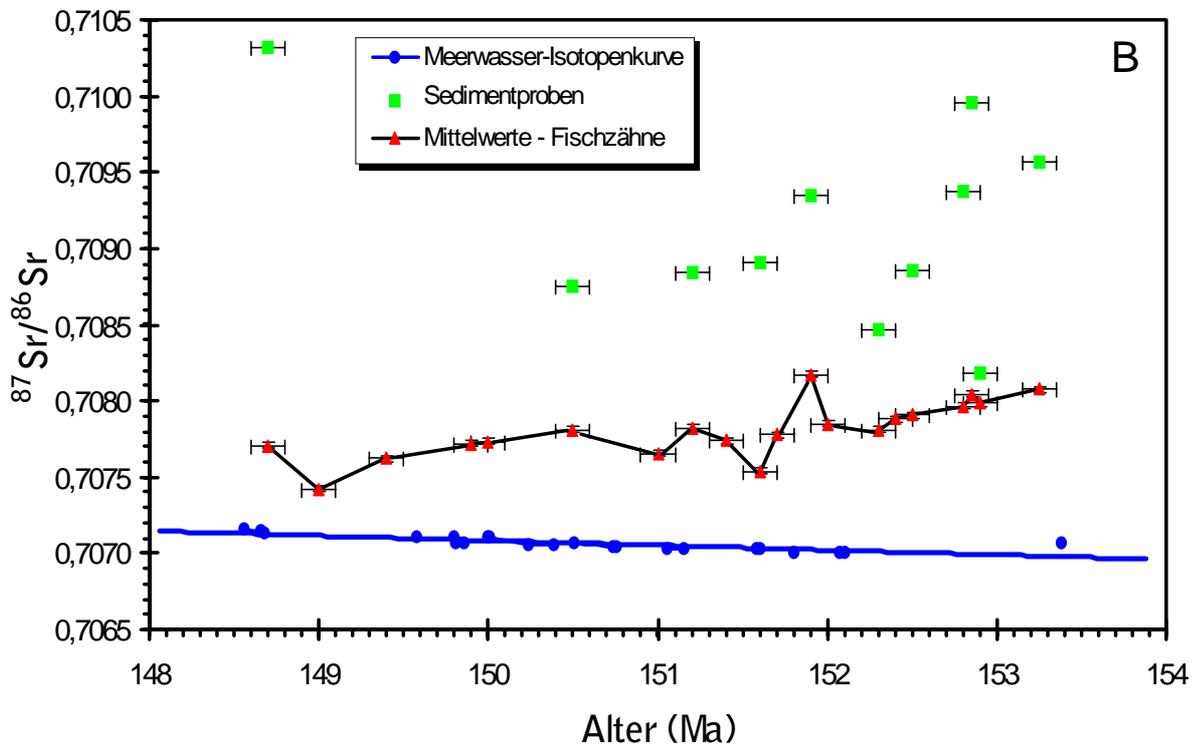
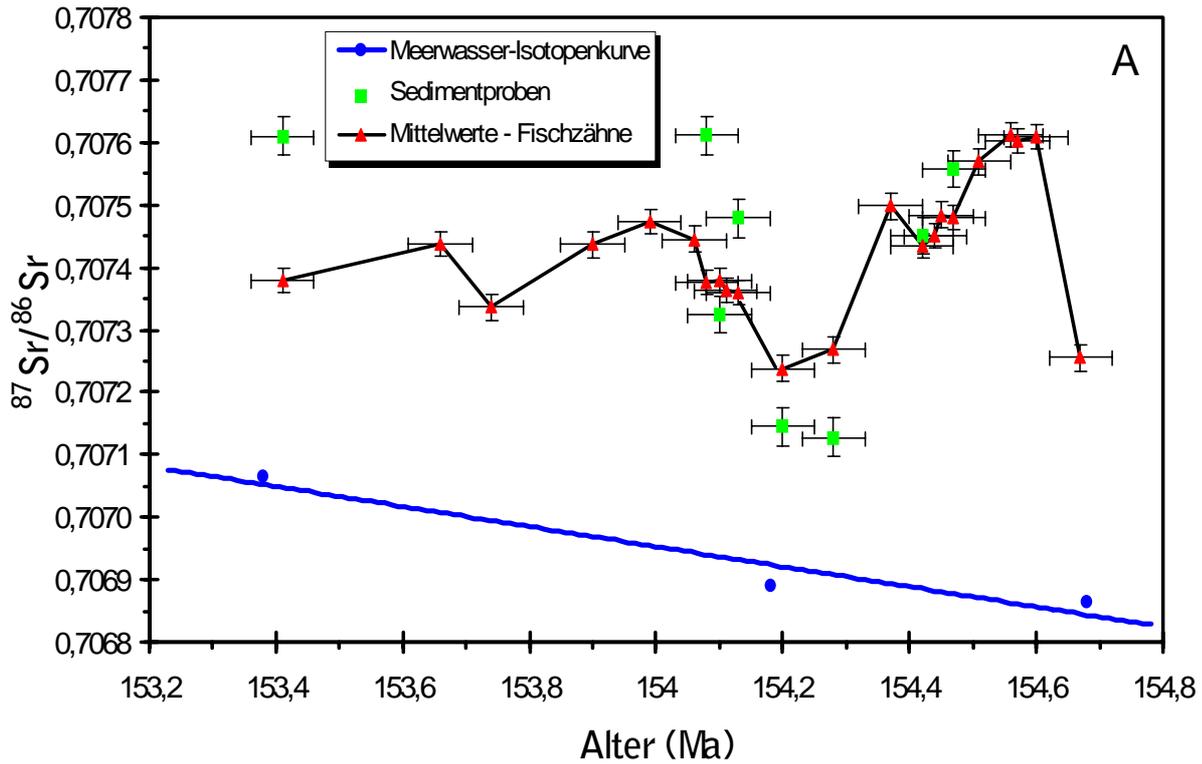


Abb. 12 Plot der Sr-Verhältnisse der Fischzahnproben (Mittelwerte) und der Sedimentproben (alterskorrigiert) im Bezug zur kontemporären Meerwasser-Sr-Isotopenkurve (JONES et al. 1994) gegen die Zeitachse. **A** - Werte von der Lokalität Oker (Kimmeridgium, Norddeutschland). **B** - Werte von der Lokalität Boulogne (Kimmeridgium bis Tithonium, Nordfrankreich). Alle Altersangaben nach HARLAND et al. (1990).

$$(1) \quad {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_{\text{init}} = {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} - {}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Die Variablen in dieser Formel (Gleichung 1) sind die heutigen Isotopenverhältnisse (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ und ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$), die Zerfallskonstante λ und die seit der Ablagerung der Sedimente verstrichene Zeit t in Jahren. Die Zerfallskonstante für ${}^{87}\text{Rb}$ beträgt nach STEIGER & JÄGER (1977): $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. Für t werden die für die einzelnen Schichten ermittelten Modellalter (Kap. 4.2.2.3.) eingesetzt. Die so erhaltenen initialen ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (Anhang B) können nun mit den Schichtmittelwerten der in den Fischzähnen gemessenen ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gegen die Zeitachse gezeichnet werden (Abb. 12). Für die Werte aus Oker zeigt der Vergleich, dass die ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Sedimentproben recht gut mit den in den Fischzähnen gemessenen übereinstimmen. Dies bestätigt, dass die erhöhten Isotopenwerte in den norddeutschen Proben aus dem Kimmeridge nicht auf Alterationen der Zähne zurückgehen, sondern ursprünglicher Art sind. Trotz der Alterskorrektur zeigt sich bei den Werten aus Boulogne eine große Diskrepanz zwischen den Isotopenverhältnissen, die in den Zahnproben ermittelt wurden, und denen, die in den Sedimenten vorlagen. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, dass das ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ der Zähne aus Boulogne durch Porenwässer mit erhöhten ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen beeinflusst worden ist, deren Quellen im umgebenden sedimentären Milieu zu suchen sind. Die Kontamination der Mergel mit höher radiogenem Sr aus den umliegenden Schwarzschiefern, die nach LEV et al. (1998) stark zu einer Remobilisierung der Spurenelement neigen, ist sehr wahrscheinlich.

Herkunft der Proben	Gewicht (g)	IR	ADF \cong CaCO ₃
Lok. Oker, Schicht 52	26,0	29,2%	70,8%
Lok. Oker, Schicht 86	19,2	53,6%	46,4%
Lok. Boulogne, AMW 1 (B1)	51,7	79,9%	20,1%
Lok. Boulogne, AC 1 (B25)	39,8	74,6%	25,4%

Tab. 11 Bestimmung des unlöslichen Rückstands (IR) in vier Sedimentproben aus den Lokalitäten Boulogne und Oker. Die säurelösliche Fraktion (ADF) kann ungefähr mit dem Karbonatgehalt gleichgesetzt werden.

Sedimentalter

Trägt man die gemessenen ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ - gegen die ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in einem Nicolaysen-Diagramm (Abb. 13) auf, dann zeigt sich, dass die Datenpunkte der Proben aus Boulogne und Oker Regressionsgeraden mit hohen Korrelationskoeffizienten ($r \approx 1$) definieren, die man nach FAURE (1986: 129f.) als „Sediment-Isochronen“ bezeichnen kann. Den Steigungen dieser Regressionsgeraden entsprechen ungefähre „Alter“ für die Sedimentabfolge aus Boulogne von ca. 250 Ma und für die aus Oker von ca. 170 Ma. Diese Sedimentalter sind keine echten Gesteinsalter, da ihnen kein homogenisierendes Ereignis zugrunde liegt, sondern stellen eine Mischung aus unterschiedlichen Mineralaltern dar. Zu den authigenen, also neugebildeten, Phasen kommen immer auch eine unbestimmte Anzahl detritischer Minerale mit zum Teil recht hohen Altern. Da aufgrund der biostratigraphischen Einordnung und der Altersmodellierung der Sr-Daten (Kap. 4.2.2.3.) ungefähre Alter für die authigenen Mineralphasen vorhanden sind (im Mittel 154 Ma für die Proben aus Oker bzw. 152 Ma für die aus Boulogne), kann man versuchen, das mittlere Alter der detritischen Komponente abzuschätzen. Um den ungefähren Anteil der

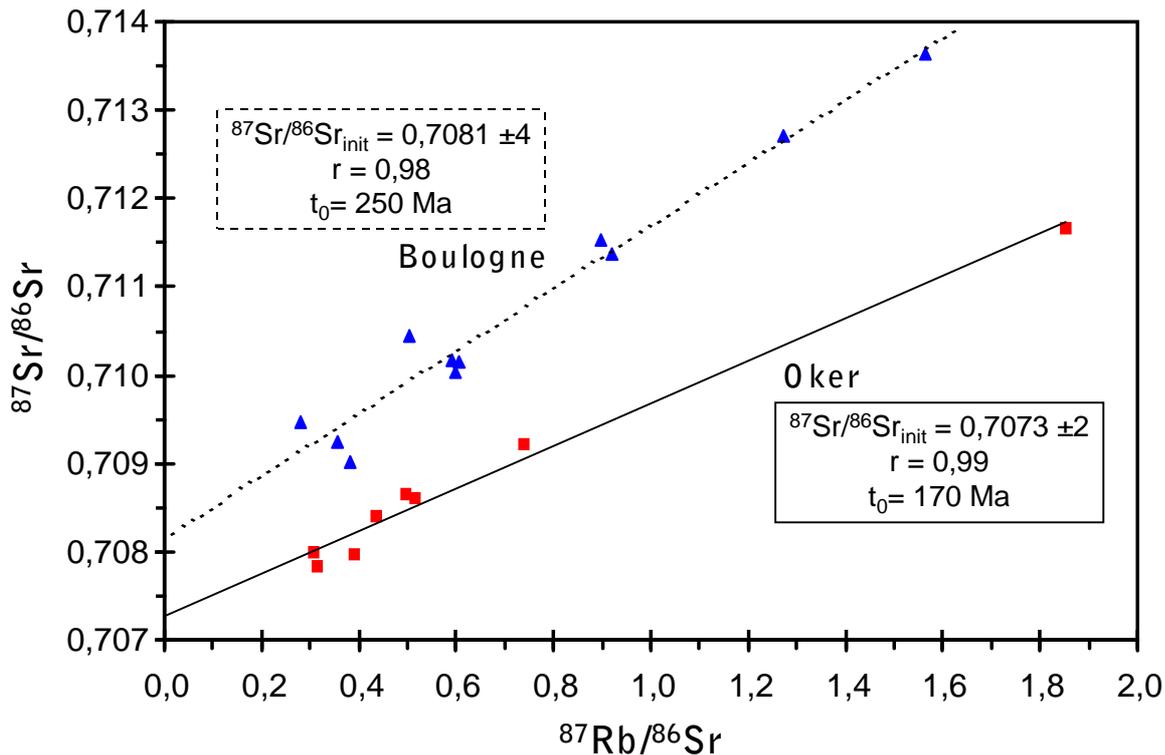


Abb. 13 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - gegen die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Sedimentproben. **A** - Proben aus der Lokalität Oker (Kimmeridgium, Norddeutschland). **B** - Proben aus der Lokalität Boulogne (Kimmeridgium bis Tithonium, Nordfrankreich).

detritischen Komponente zu bestimmen, wurde für vier Sedimentproben (zwei aus Oker, zwei aus Boulogne) der unlösliche Rückstand (IR) bestimmt. Dazu wurden die getrockneten, gewogenen Proben mit 10%iger HCl aufgekocht und dann erneut getrocknet und gewogen. Die Ergebnisse sind aus Tabelle 11 ersichtlich. Unter dem Binokular wurden die authigenen Bestandteile des IR (Glaukonit, Silica, Bioapatit, Pyrit) von den detritischen (Quarz, Feldspäte, Tonminerale) abgegrenzt und der Anteil der detritischen Komponenten für die vier Sedimentproben geschätzt. Im Falle der beiden Proben aus Boulogne liegt er bei ca. 60 %, während er für die beiden Proben aus Oker bei 10-20 % liegt (die Probe aus Schicht 86 weist zwar einen hohen IR-Anteil auf; dieser besteht aber überwiegend aus authigenen Phasen). Auf dieser Basis würde ein mittleres Alter der detritischen Komponente in den Proben aus Boulogne ca. 320 Ma betragen und damit nach HARLAND et al. (1990) aus dem Oberkarbon stammen. Das würde bedeuten, dass die detritischen Minerale überwiegend in variskisch gebildeten oder metamorph veränderten Gesteinen entstanden sind, die im Oberjura an der Erdoberfläche anstanden, verwittert und über die Flüsse in das marine Becken des Boulonnais transportiert worden sind. Für die Proben aus Oker würde ein mittleres Alter der detritischen Komponente ca. 260 Ma betragen und damit nach HARLAND et al. (1990) aus dem Unterperm stammen. Dieses würde für die detritischen Minerale der Sedimente aus Oker auf eine spätvariskische Entstehung hindeuten.

Die Ergebnisse der Sedimentuntersuchungen zeigen, dass der Anteil der detritischen Minerale in den Proben aus Boulogne deutlich höher ist. Es liegt demzufolge nahe, dass dieser auch einen wesentlich größeren Einfluss auf die strontiumisotopische Zusammensetzung der diagenetischen Porenlösungen in den Sedimenten gehabt haben muss, wie dies die Untersuchungen an den Fischzähnen nahe legen (Kap. 4.2.2.3.).

4.3. REE-Analysen

4.3.1. Zur Geochemie der REE

Die Seltenen Erdelemente der Lanthanid-Reihe (REE), das sind die Elemente mit den Ordnungszahlen 57 bis 71 (La, Ce, Pr, Nd, „Pm“, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) und Massen (Nuklide) von ^{134}Ce - ^{177}Lu , sind nur schwer löslich im Wasser und kommen im Meerwasser nur in extrem geringer Konzentration vor. Sie sind dort nicht gleichmäßig verteilt sondern bilden, relativ gegen eine Standardverteilung gezeichnet, bestimmte Verteilungsmuster aus, die ein Charakteristikum („fingerprint“) des jeweiligen Wasserkörpers an einer bestimmten Stelle darstellen (FLEET 1984). Diese Verteilungsmuster resultieren aus dem Angebot an REE, das sich aus den kontinentalen Zuflüssen ergibt, und den chemischen Bedingungen vor Ort (pH-Wert, Redox-Potenzial). Die hydrochemischen Randbedingungen wirken sich besonders auf eines der Seltenen Erdelemente aus, nämlich Cer (Ce), da es nicht nur in der bei den REE üblichen dreiwertigen Oxidationsstufe vorliegen kann. Bei pH-Werten unter 8 kommt es in sauerstoffreichen Milieus zu einer deutlichen Ce-Verarmung. Ce fällt in seiner vierwertigen Oxidationsstufe mit O_2 zusammen als CeO_2 aus oder wird verstärkt in Ferro-Mangan-Oxyhydroxide eingebaut und somit dem System entzogen („scavenging“, DE CARLO et al. 1998). Dieses macht sich in heutigen gut durchlüfteten Ozeanwässern durch eine deutliche negative Ce-Anomalie im Verteilungsmuster bemerkbar (FLEET 1984, ELDERFIELD & PAGETT 1986).

Ein solch typisches Verteilungsmuster lässt sich auch in Hartteilen von Organismen, die in diesem Wasser leben, wie z. B. in den Zähnen lebender Fische, nachweisen (ELDERFIELD & PAGETT 1986). Die REE-Gehalt in Hartteilen von Fischen ist dabei ebenso wie die REE-Konzentration im Wasser sehr gering (<1 ppm), da REE kaum im Wasser gelöst sind, sondern überwiegend in kolloidaler Form an Suspensionspartikel (SPM, „suspended particulate matter“) gebunden sind, schnell zu Boden sinken und somit nur eine kurze Verweildauer im Meerwasser haben (LERCHE & NOZAKI 1998). Wie man heute weiß, erfolgt der Einbau der REE in die biogenen Phosphate überwiegend post mortem an der Sediment/Wasser-Grenze, wo sich die REE akkumulieren, bevor sie in feste Phasen eingebaut werden. Schon wenige Dezimeter tiefer im Sediment findet dann kein nennenswerter REE-Einbau mehr statt, da alle verfügbaren REE u. a. bei der Bildung authigener Phosphate aufgebraucht werden (RASMUSSEN 1996). In welcher Menge die REE in die biogenen Phosphate eingebaut werden, hängt im Wesentlichen von der Verweildauer der Objekte an der Sedimentoberfläche und damit von der vorherrschenden Sedimentationsrate ab. Bei langsamer Sedimentation können erheblich mehr REE in die Kristallstruktur aufgenommen werden als bei schneller. Der Zeitpunkt, an dem sich dies ereignet, lässt sich folgerichtig als postmortal bis frühdiagenetisch eingrenzen (SHAW & WASSERBURG 1985, STAUDIGEL et al. 1985/86). Das ist auch der Zeitpunkt, an dem die instabilen organischen Bestandteile der bioapatitischen Mineralisationen (Kollagene, Lipide, Proteine) zerfallen bzw. mikrobiell umgesetzt und durch phosphatische Taphomineralisate ersetzt werden (EHRlich 1999: 125f., 219f., SAGEMANN et al. 1999, SCHMITTNER & GIRESSÉ 1999, WILBY 1993). Parallel dazu wird ein Großteil der OH-Ionen durch Fluorionen ersetzt. Das Resultat sind morphologisch identische Strukturen, die anstatt aus Hydroxylapatit nun aus Karbonat-Fluor-Apatit (Francolit) bestehen (cHAP-CFA-Transformation, Kap. 4.4.2.3., KOLODNY & LUZ 1992) und die plötzlich eine nennenswerte Menge an REE auf Ca-Positionen enthalten. Das Verteilungsmuster der REE, das sich nun in den Bioapatiten findet, überprägt das ursprüngliche vollständig und spiegelt die Verteilung von REE im bodennahen Wasser und in den Porenlösungen des oberflächennahen Sediments wider (MARTIN & HALEY 2000). Ist dieses Verteilungsmuster aufgrund anoxischer Bedingungen im Sediment deutlich anders als im darüber liegenden Wasser, kommt es zu einem

Einfluss der sedimentären Signaturen auf die Verteilungsmuster, die in den Bioapatiten fixiert werden. Die REE erweisen sich somit in erster Linie als Indikator für das Ablagerungsmilieu der Bioapatite und ihrer umgebenden Sedimente (LAENEN et al. 1997). Darüber hinaus dokumentieren sie gut die taphonomische und diagenetische Geschichte von Bioapatiten (TRUEMAN 1999). Fossile Bioapatite (Fischzähne und Conodonten) andererseits haben sich bislang als besonders verlässliche Informationsträger für REE-Signaturen erwiesen (GRANDJEAN & ALBARÈDE 1989, GRANDJEAN et al. 1987, 1988, WRIGHT 1990a, 1990b, WRIGHT et al. 1984, 1987), da sie die REE in ausreichend hohen Mengen einbauen und so gegen spätdiagenetische Effekte besser geschützt sind bzw. solche besser erkannt werden können. Informationen lassen sich dabei vor allem aus den Konzentrationen und Verteilungsmustern der REE, dem unterschiedlich starken Einbau von leichten, mittelschweren und schweren REE, den man z. B. über das La/Yb-Verhältnis ermittelt, und einer eventuell vorhandenen Ce-Anomalie (aufgrund schwankender Redox-Verhältnisse) gewinnen (LAENEN et al. 1997, WRIGHT et al. 1987).

4.3.2. REE in fossilen Fischzähnen und Sedimentproben

4.3.2.1. Auswahl, Aufbereitung und Messung der Proben

Es wurden 45 Proben zur Analyse der REE ausgewählt. Davon waren 20 aus den norddeutschen Lokalitäten Oker und Uppen und 25 aus dem nordfranzösischen Profil Boulogne-sur-Mer. Die 20 norddeutschen Proben umfassen 6 Sedimentproben und 12 Fischzähne; die 25 nordfranzösischen Proben 10 Sedimentproben und 15 Fischzähne. Die 16 Sedimentproben (100 mg) wurden denselben Gesamtgesteinspulvern entnommen, die auch für die Sr-geochemischen Analysen benutzt wurden. Aus den bereits vorliegenden (für die Sr-Analysen ausgewählten) Zähnen wurden 27 Zähne aus verschiedenen Schichten und von unterschiedlichen Taxa ausgewählt, die aus analytischen Gründen über 0,5 mg schwer sein mussten. Die Zähne wurden auf die gleiche Weise gereinigt wie für die Sr-Analysen (Kap. 4.1.2.1.).

Die Analyse der Seltenerdelemente wurde an einem „Inductively Coupled Plasma“-Massenspektrometer (ICP-MS) vom Typ VG Plasmaquad 2+ der Firma FISONs am Geochemischen Institut der Universität Göttingen durchgeführt. Die zu analysierenden Proben wurden eingewogen, pulverisiert und mit HF und HNO₃ in geschlossenen Teflonbechern für acht Stunden bei 180 °C aufgeschlossen. Danach wurde die Lösung nahezu vollständig eingedampft und der Rückstand auf eine 2%ige HNO₃-Lösung verdünnt (Verdünnungsfaktor 1:1000). Die ICP-MS Messvorrichtung wurde auf eine Empfindlichkeit von 10⁶ cps/ppm eingestellt. Das Auflösungsvermögen ist folglich in der Größenordnung von 0,01 ppb in der Lösung bzw. von 0,01 ppm im Material. Das ICP-MS wurde bei 1350 kW mit folgenden Gasströmen gefahren: Cooling 14 l/min, Auxiliary 1,2 l/min, Nebulizer 0,95 l/min. Die Durchflussrate der Probenlösung lag bei 1 ml/min. Es wurden nur Isotopen analysiert, die frei von isobarischen Interferenzen waren; Interferenzen aufgrund von Oxidbildung innerhalb der Seltenen Erden wurden für Eu und Gd korrigiert. Die Konzentrationsbestimmung erfolgte durch den Vergleich mit kalibrierten Lösungen, die aus Standardlösungen der BERND KRAFT GmbH hergestellt worden sind, um den in natürlichen Umgebungen üblichen Konzentrationen zu entsprechen. Aufgrund der geringen Einwaage der Zähne wurde die Menge der Säuren auf das abschließende Verdünnungsvolumen abgestimmt. Eine Auflistung der Messergebnisse findet sich in Anhang C.

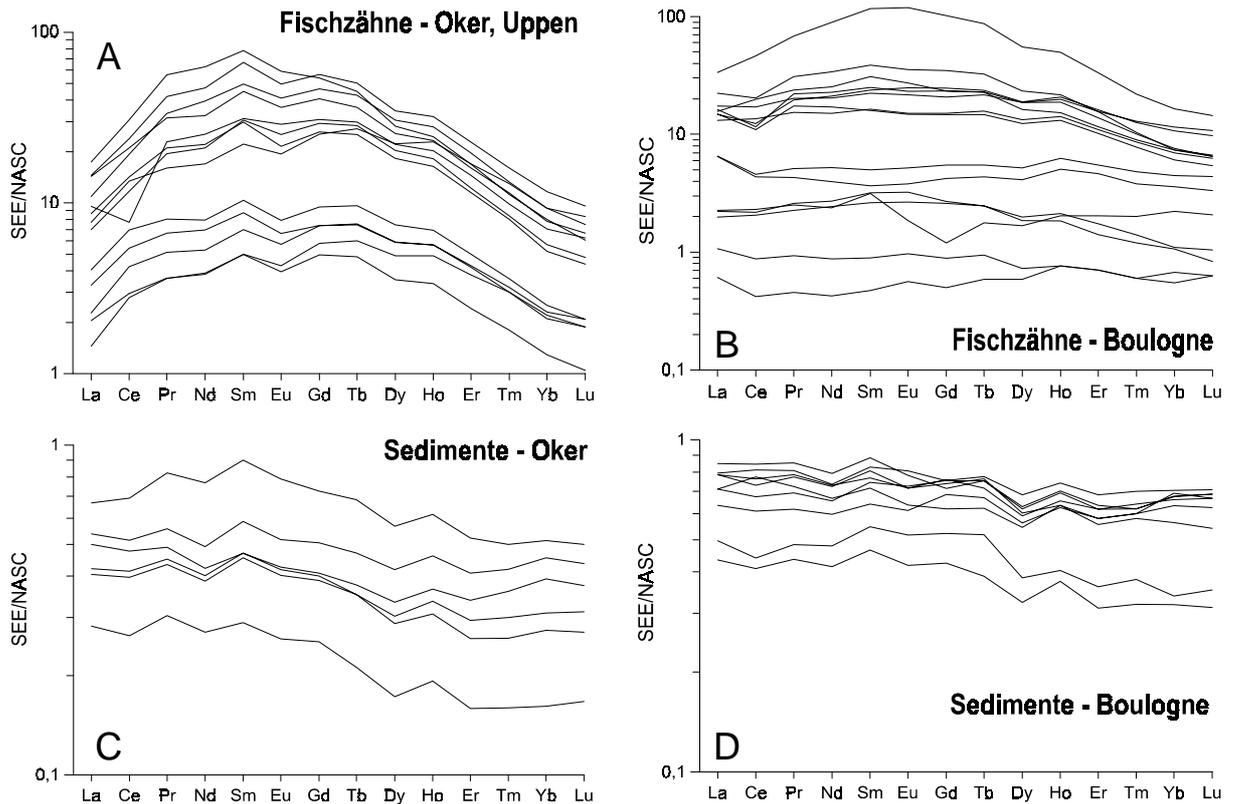


Abb. 14 Verteilungsmuster der REE (Seltenen Erden, SEE) in den untersuchten Proben normiert gegen NASC (North American Shale Composite) nach GROMET et al. (1984). **A** - 13 Fischzahnproben aus den Lokalitäten Oker und Uppen. **B** - 15 Fischzahnproben aus der Lokalität Boulogne. **C** - 6 Sedimentproben aus der Lokalität Oker. **D** - 9 Sedimentproben aus der Lokalität Boulogne.

4.3.2.2. Ergebnisse und Diskussion

REE-Verteilungskurven

Die Verteilungskurven der REE (normiert gegen die REE-Verteilung in einem modellhaften Tonstein NASC = „North American Shale Composite“, GROMET et al. 1984) in den Sedimentproben aus den Lokalitäten Boulogne und Oker zeigen ähnliche Kurvenverläufe (Abb. 14c,d) mit einer schwachen Anreicherung der leichten REE (LREE, La-Eu) gegenüber den schweren REE (HREE, Gd-Lu), die nach den Ergebnissen von TRUEMAN (1999) für eine Ablagerung dieser Sedimente im küstennahen Bereich spricht. Individuelle Unterschiede zwischen beiden Gebieten zeigen sich aber erst in den tonstein-normierten Verteilungskurven der Fischzähne (Abb. 14a,b). So zeigen die Fischzähne aus dem norddeutschen Kimmeridge eine deutlichere Übereinstimmung der Kurven. Auch tritt in ihnen die für Apatite und Bioapatite typische relative Anreicherung der mittelschweren REE (MREE, Sm-Tb), das sogenannte „bell-shaped pattern“, und die leichte Eu-Anomalie (HENDERSON 1984) klarer hervor. Wie stark dieser vermehrte Einbau der MREE in die Fischzähne besonders im Verhältnis zum umgebenden Sediment ist, zeigt sich, wenn man die REE-Konzentrationen in den Fischzähnen mit denen der umgebenden Sedimente ins Verhältnis setzt (Abb. 15). Obwohl die Höhe der relativen Anreicherung der MREE in den Fischzähnen aus dem norddeutschen Kimmeridge und damit die Form dieser Kurven unterschiedlich ist (sie hängt vermutlich von der zeitlichen Ausdehnung des REE-Einbaus ab), sind die Kurvenverläufe doch insgesamt deutlich harmonischer als die der nordfranzösischen Proben, was für eine gute Konsistenz der Informationen und damit den Erhalt von originalen Signaturen sprechen würde. Die Kurvenverläufe der nordfranzösischen Proben

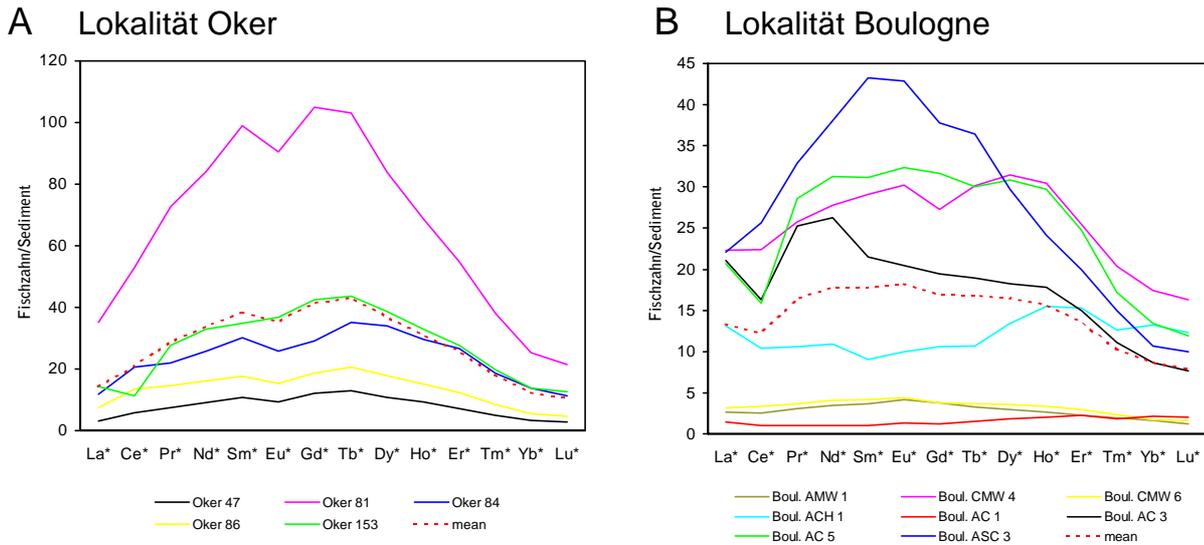


Abb. 15 Vergleich der REE-Konzentrationen in den Fischzähnen und im Gesamtgestein für die Lokalitäten Oker (A) und Boulogne (B). REE^* = Konzentration [in ppm] des jeweiligen Elements in der Fischzahnprobe im Verhältnis zur Konzentration des Elements [in ppm] in der Gesamtgesteinsprobe einer Schicht. Dargestellt sind nur die Fischzahnproben, zu denen es korrespondierende Sedimentanalysen gibt (durchgezogene Linien). Die gepunktete rote Linie stellt den mittleren Verlauf der Vergleichskurven einer Lokalität dar.

sind in sich nicht konsistent. Nur für Schicht ASC 3 zeigt sich eine charakteristische Anreicherung der MREE im Zahn gegenüber dem umgebenden Sediment; in drei Proben (AMW 1, CMW 6 und AC 1) zeigt sich sogar überhaupt kein Peak bei den MREE; bei den anderen vier ist das Bild unregelmäßig. Eine normalerweise zu erwartende leicht negative Eu-Anomalie ist in keiner der Proben aus Nordfrankreich zu erkennen. Das kann nur bedeuten, dass entweder beim Einbau der REE in die Zähne ein leichtes Überangebot an Eu zu verzeichnen war oder dass die ursprünglich vorhandene Eu-Anomalie nachträglich (spätdiagenetisch?) wieder homogenisiert worden ist.

Ein Grund für die besondere Anreicherung der MREE in Bioapatiten liegt vermutlich darin, dass ihre Ionenradien besser zum Ca-Phosphat-Gitter passen. Der Hypothese von REYNARD et al. (1999), die als Grund für die Anreicherung der MREE in Bioapatiten einen auf langfristiger Substitution von Ca beruhenden REE-Einbau annehmen und damit eine starke diagenetische Alteration implizieren, muss hier energisch widersprochen werden. Ihre Modellvorstellung beruht auf der Annahme, dass die Substitutionsmechanismen für Bioapatite und magmatische Apatite identisch sind und somit die gleichen Verteilungskoeffizienten zwischen Bioapatiten und Porenwasser wie zwischen Apatit und Schmelze zum Tragen kommen. Diese sehr chemische Sichtweise lässt aber außer Acht, dass es in den oberen Bodenschichten, wo der überwiegende REE-Einbau stattfindet, ein reichhaltiges Bodenleben an Mikroorganismen gibt, die in nahezu alle Stoffaustauschprozesse involviert sind und den Einbau von bestimmten Elementen in neugebildete Minerale stark beschleunigen und kontrollieren können (EHRlich 1990: 78, 1999, FEIN 2000). Es wäre demnach ein Anzeichen für einen schnellen, frühdia-genetischen REE-Einbau ohne weitere Überprägungen, wenn die REE-Verteilungskurve in einem Bioapatit solch ein „bell-shaped pattern“ aufweist. Ein Hinweis auf spätdia-genetische Alterationen wäre demgegenüber ein Angleichen der Kurve an die REE-Verteilung im Sediment, aufgrund der zunehmenden Homogenisierung, wie dies in einigen Zahnproben aus Boulogne zu sehen ist (Abb. 14b, 15b).

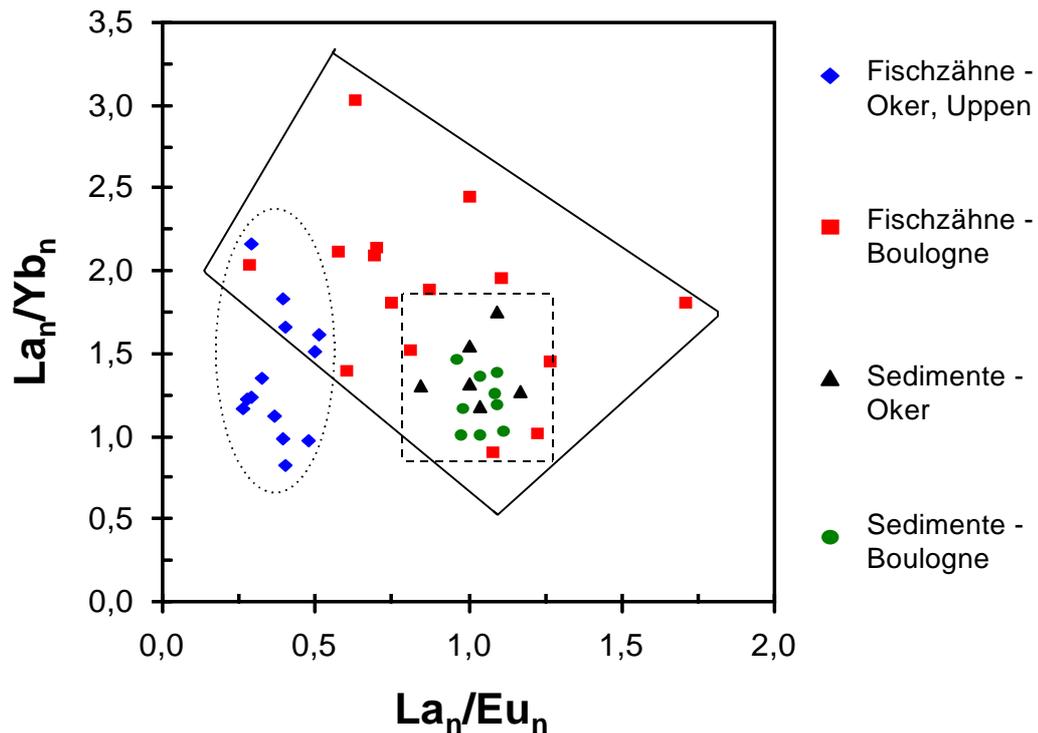


Abb. 16 Diagramm der tonstein-normierten La/Yb- gegen die tonstein-normierten La/Eu-Verhältnisse von Proben aus Norddeutschland (Oker, Uppen) und Boulogne. Die gepunktete Linie umfasst die Fischzahnproben aus Oker und Uppen. Die durchgezogene Linie umfasst die Fischzahnproben aus Boulogne. Die lithologisch ähnlichen Sedimentproben aus Oker und Boulogne liegen alle innerhalb des gestrichelten Kastens.

Ein auffälliges Charakteristikum der tonstein-normierten REE-Verteilungskurven der Fischzahnproben aus Norddeutschland (Abb. 14a) ist ihre bimodale Anordnung in solche, die deutlich unter 10 oder solche, die deutlich über 10 liegen. Dieses ist bislang in anderen Datensätzen noch nicht beobachtet worden. Die Konzentration der eingebauten REE ist mit der Menge an von Süßwasserzuflüssen angelieferten REE bzw. der Expositionsdauer der Zähne am Meeresboden positiv korreliert (LAENEN et al. 1997). Also muss man davon ausgehen, dass bimodale Zustände bei der eingebauten REE-Menge auf Wechsel der Sedimentationsraten bzw. der Höhe der REE-Zuflüsse vom Festland zurückzuführen sind. Die zeitliche Frequenz dieser Zustandsänderungen ist hier nicht determinierbar, da aus jeder Schicht nur ein Zahn untersucht worden ist. Sie können sowohl von Schicht zu Schicht, als auch innerhalb des Ablagerungszeitraumes einer Schicht geschwankt haben. Aus Gründen, auf die in Kap. 5.4. näher eingegangen wird, wird hier die Annahme vertreten, dass es sich um sehr kurzzeitige Wechsel handelt. Die Schwankungen der Sedimentationsrate bzw. des REE-Eintrags könnten saisonale Wechsel (z. B. Milieuwechsel von Regenzeit zu Trockenzeit) widerspiegeln und wären somit als klimagebundenes Phänomen zu betrachten.

La/Yb und La/Eu

Um zu ermitteln, ob und in welcher Weise die LREE, die MREE und die HREE gegeneinander fraktioniert sind, kann man stellvertretend die tonstein-normierten Verhältnisse von La/Yb und La/Eu gegeneinander auftragen (Abb. 16). Man sieht, dass für die Sedimente praktisch keine Fraktionierung zwischen La und Eu, aber ein leichter Trend zur Fraktionierung hin zu La im Vergleich zu Yb zu erkennen ist. Diese schwache Anreicherung der LREE gegenüber den HREE

wird in den Fischzähnen aus dem norddeutschen Kimmeridge noch deutlicher. LAENEN et al. (1997) können zeigen, dass das Auftreten von erhöhten La/Yb mit Perioden stärkerer Wasserturbulenzen, ausgelöst durch Absinken der Wellenbasis oder stärkere Stürme, kongruent ist. Das Aufwühlen des Meersbodens scheint die Verfügbarkeit der HREE im Verhältnis zu den LREE herabzusetzen, wobei die genauen Abläufe unbekannt sind. Das La/Eu der Fischzahnproben aus Norddeutschland zeigt das für Bioapatite häufig zu beobachtende starke Fraktionieren zu Eu, sprich die starke Anreicherung der MREE, die schon bei der Diskussion der Verteilungskurven angesprochen worden ist, und damit einen klar umrissenen Wertebereich in diesem Diagramm. Die Werte aus den Fischzähnen von Boulogne sind in diesem Diagramm dagegen weit gestreut. Zumindest die hohen La/Yb-Verhältnisse lassen sich durch die Tatsache erklären, dass einige der beprobten Kalkmergelbänke in diesem von Schwarzschiefern dominierten Profil - vor allem wenn sie Schill führend sind - als Sturmablagerungen (Tempestite) gedeutet werden (FÜRSICH & OSCHMANN 1986). Die starke Schwankung im La/Eu-Verhältnis aber lässt für diese Proben allgemein den Verdacht aufkommen, dass die ursprünglichen Signaturen durch spätdiagenetische Austauschprozesse, die eine Homogenisierung mit den La/Yb- und La/Eu-Verhältnissen in den Porenlösungen des umgebenen Sediments anstreben, überprägt worden sind und dass eine palökologische Interpretation der Daten, wenn überhaupt, nur unter großen Vorbehalten möglich ist.

Cerium-Anomalien

Für die Fischzahnproben wurden die aus den tonstein-normierten REE-Verteilungskurven (Abb. 14a,b) schon ablesbaren Ce-Anomalien (Differenz zwischen dem tatsächlich gemessenen Ce-Gehalt und dem zu erwartenden Ce-Gehalt ohne den Verlust durch Oxidation), nach der Formel in Gleichung 2 (aus WRIGHT et al. 1987) berechnet.

$$(2) \quad \text{Ce/Ce}^* = \log_{10} [3\text{Ce}_n / (2\text{La}_n + \text{Nd}_n)]$$

Die errechneten Werte wurden in ihrer stratigraphischen Abfolge aufgetragen, wobei nach WRIGHT et al. (1987) zwischen oxischen ($\text{Ce/Ce}^* < -0,1$) und anoxischen ($\text{Ce/Ce}^* > -0,1$) Signaturen unterschieden wurde (Abb. 17). Demnach würden alle Signaturen aus dem norddeutschen Kimmeridge (Uppen 3/2 bis Oker 120) bis auf die der Schicht 153 aus Oker ein durchgehend anoxisches Milieu anzeigen. Die Signaturen aus der Lokalität Boulogne (Probe AMW 1 bis ASC 3; Kimmeridge-Tithon) würden demgegenüber ein wechselhaftes Redox-Environment anzeigen. Eine derartige Interpretation wird für die norddeutschen Proben aber aufgrund der lithologischen Befunde in den beprobten Profilen nicht für sinnvoll erachtet, da das Auftreten von benthonischen Organismen (KASTNER 1988) und Bioturbation (AHRENS 1987) in vielen dieser Schichten damit unvereinbar wäre. Nach LAENEN et al. (1997) lassen nur deutlich negative Ce-Anomalien eindeutig auf ein gut durchlüftetes Bodenwasser schließen, keine bis schwach positive Anomalien dagegen müssen nicht unbedingt bedeuten, dass das Bodenwasser anoxisch war, sondern können auch auf den Einfluss von im Boden aufsteigenden reduzierenden Porenwässern auf die Redox-Bedingungen am Ort des REE-Einbaus zurückzuführen sein. Eine solche Erklärung für die zu beobachtenden Ce-Anomalien in den vorliegenden Datensätzen würde erheblich besser zu den lithologischen und paläontologischen Befunden passen, die nahe legen, dass die Redox-Grenze überwiegend im Boden (z. T. auch recht flach) gelegen hat und nur zu Zeiten der Schwarzschiefersedimentation im Anglo-Pariser Becken bis in die Wassersäule aufgestiegen ist (HERBIN & GEYSSANT 1993, OSCHMANN et al. 1997).

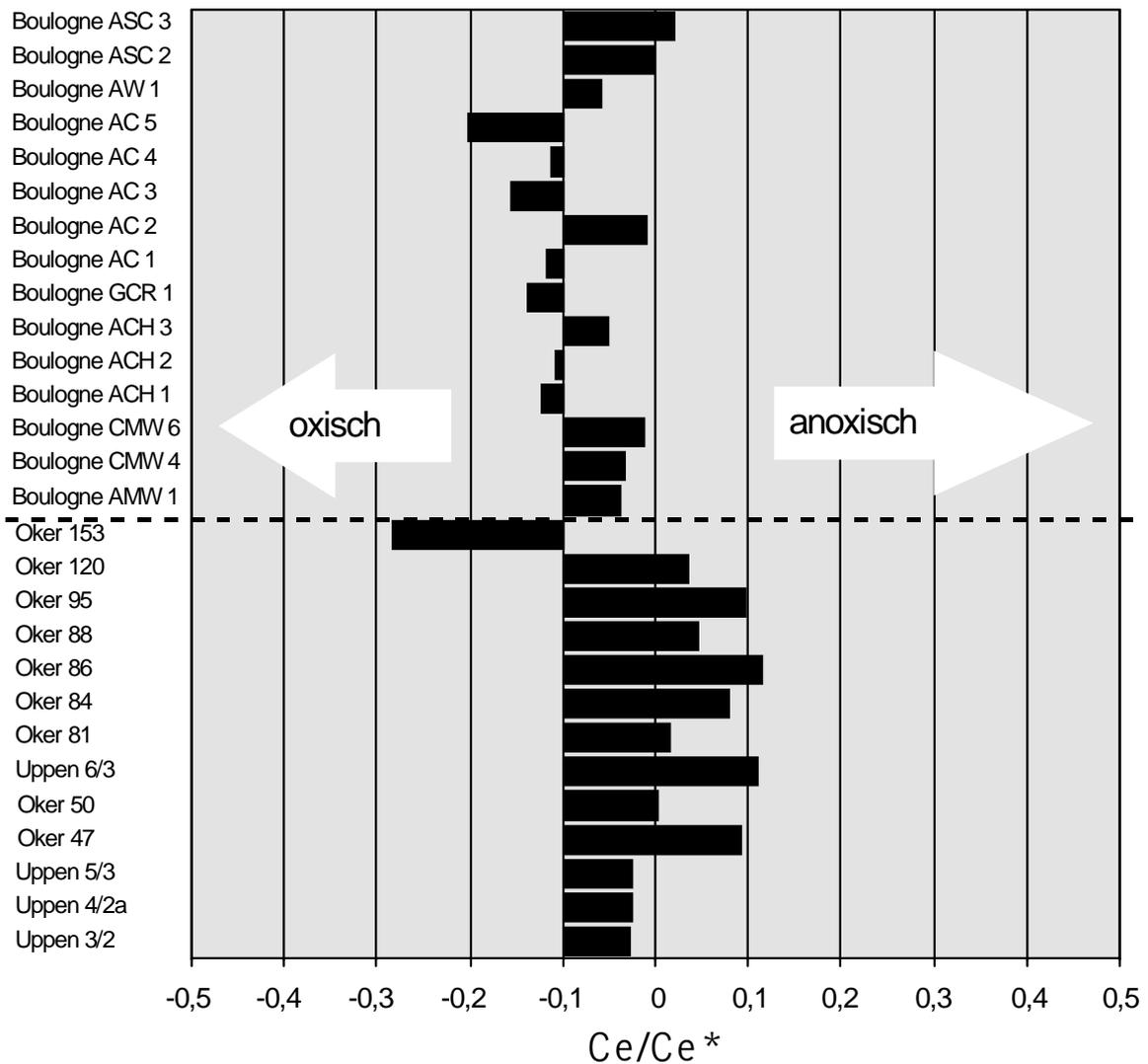
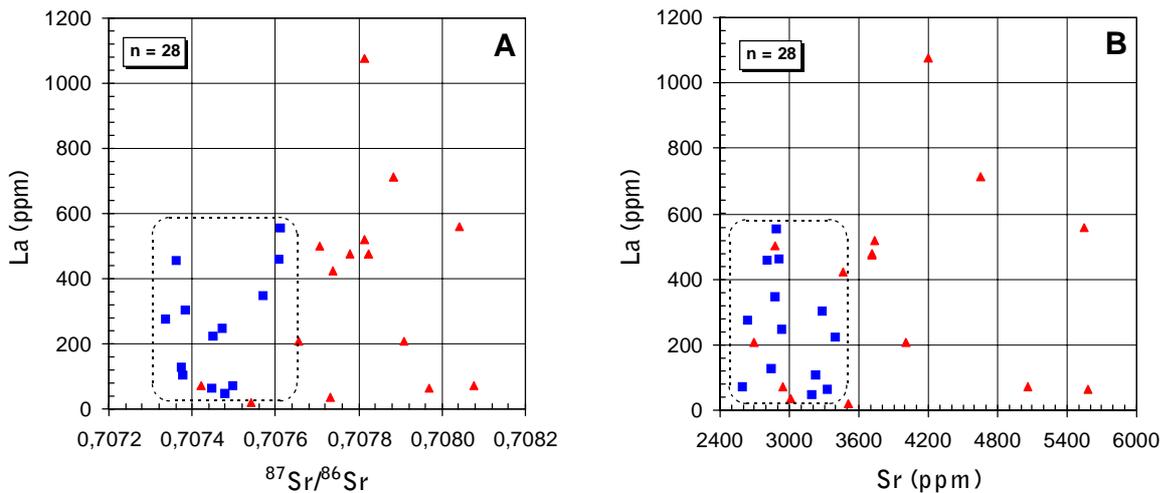


Abb. 17 Cerium-Anomalien (Ce/Ce^*) der Fischzahnproben aus den Lokalitäten Oker, Uppen und Boulogne. $Ce/Ce^* = -0,1$ charakterisiert in rezenten Meeresgebieten die Grenze zwischen oxischen und anoxischen Milieus im bodennahen Wasserkörper (WRIGHT et al. 1987). Die Daten wurden ihrem stratigraphischen Alter entsprechend geordnet.

Verhältnis von REE zu Sr und $^{87}Sr/^{86}Sr$

Da die REE überwiegend post mortem bzw. frühdiagenetisch in die Fischzähne eingebaut werden, sollte ein Diagramm, in dem die REE-Gehalte gegen die Sr-Gehalte bzw. die $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse aufgetragen werden, eine Aussage über einen etwaigen postdepositionalen Einbau von Sr in die Zähne erlauben. Ein Vergleich der in den Fischzähnen und Sedimenten aus den Lokalitäten Boulogne und Oker (bzw. Uppen) gemessenen La-Gehalte (stellvertretend für die REE) mit den zugehörigen Sr-Werten ($^{87}Sr/^{86}Sr$, Sr-Gehalte) zeigt jedoch keine nennenswerten Korrelationen (Abb. 18a-d) zwischen den jeweiligen Kenngrößen. Lediglich das Diagramm der La-Gehalte aufgetragen gegen die alterskorrigierten $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse der Sedimentproben aus Oker (Abb. 18c) zeigt eine deutliche positive Korrelation ($r = 0,93$). Das lässt darauf schließen, dass in den Sedimenten der Lokalität Oker die frühdiagenetischen Veränderungen auf den Ca-Positionen der umkristallisierten authigenen Karbonat-Phase noch nicht durch spät-diagenetische Austauschprozesse verwischt worden sind, wie dies in den Sedimenten aus Boulogne der Fall zu sein scheint.

Fischzahn-Analysen



Sediment-Analysen

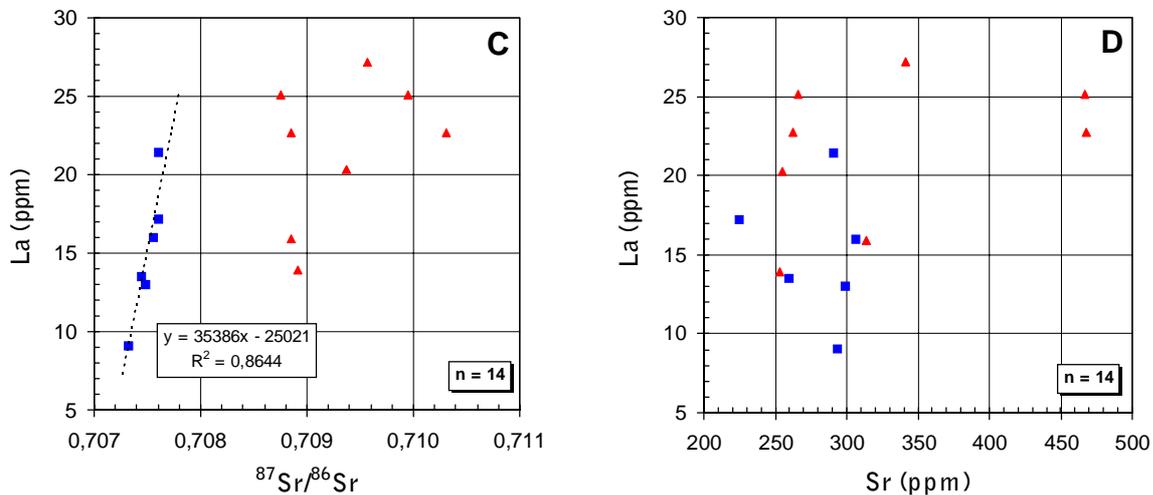


Abb. 18 La-Gehalte gezeichnet gegen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bzw. Sr-Gehalte in Fischzähnen und Sedimentproben der Lokaltäten Boulogne (rote Dreiecke) und Oker/Uppen (blaue Quadrate). **A, B** - Werte aus Fischzahnanalysen. Die Sr-Werte werden durch Schichtmittelwerte repräsentiert. **C, D** - Werte aus Sedimentanalysen. **A, C** - La gegen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ geplottet. **B, D** - La gegen Sr geplottet.

Obwohl die Aussagefähigkeit des Vergleichs zwischen REE-Gehalten und Sr-Werten für die Fischzahnanalysen dadurch gemindert wird, dass die Bestimmung der REE und der Sr-Isotopen aus analytischen Gründen nicht in demselben Zahn stattfinden konnte (es wurden stattdessen Schichtmittelwerte der Sr-Daten zu Hilfe genommen), sollte doch zumindest ein Trend erkennbar sein, wenn neben dem *in vivo* eingebauten Sr noch eine nennenswerte Menge an frühdiagenetisch eingebautem Fremd-Sr vorhanden wäre, das zur gleichen Zeit wie die REE in den Bioapatit gelangt ist. Damit wird auch die von SCHMITZ et al. (1991) geäußerte Vermutung bestätigt, dass die Prozesse, die zum Einbau von Sr und REE in den Bioapatit von fossilen Fischen führen, grundsätzlich verschieden voneinander sind. Daraus folgt, dass selbst im Falle eines postdepositional in die Zähne eingebauten Fremd-Sr, wie dies für die Proben aus Boulogne eindeutig belegt ist, keine wirksame Identifizierung dieses Vorgangs mithilfe der REE-Gehalte möglich ist.

4.4. Ergänzende geochemische Untersuchungen

4.4.1. $\delta^{18}\text{O}$ im Phosphat fossiler Fischzähne

4.4.1.1. Auswahl, Aufbereitung und Messung der Proben

Für die Bestimmung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses im Phosphat der Fischzähne wurden 18 Proben aus den beiden Untersuchungsgebieten (8 aus Norddeutschland und 10 aus Nordfrankreich) ausgesucht (Anhang D). Es handelt sich dabei in allen Fällen um besonders große Zähne bzw. Teile davon. Sie stammen weitestgehend von *Lepidotes* sp. (13); daneben wurden für die Lokalität Boulogne auch Zähne von *Hybodus* sp. (2), *Gyrodus* sp. (2) und *Coelodus* sp. (1) ausgewählt. Die Zähne wurden gewogen (zw. 20,0 und 96,5 mg) und ohne weitere Vorbehandlung in Polystyrolgefäße gelegt.

Die weitere chemische Aufbereitung und die anschließende massenspektrometrische Messung der phosphatischen Proben erfolgte am Geochemischen Institut der Eberhard-Karls-Universität Tübingen mit einer Methode, die nach O'NEIL et al. (1994) adaptiert worden ist (VENNEMANN & HEGNER 1998). Einzelzähne oder Fragmente davon (ca. 20-30 mg) wurden in HF aufgelöst, mit KOH neutralisiert und anschließend sofort durch den Zusatz einer ammoniakalischen Silbernitratlösung als Silberphosphat (Ag_3PO_4) aus der Lösung gefällt. Das gewaschene und getrocknete Ag_3PO_4 wurde in Gegenwart einer bekannten Menge von Graphit in geschlossenen Glasröhrchen reduziert und so CO_2 freigesetzt. Das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des produzierten CO_2 wurde dann in einem Finnigan MAT 252 Gasmassenspektrometer analysiert. Es spiegelt direkt das Isotopenverhältnis im Zahnphosphat wider. Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse werden als $\delta^{18}\text{O}$ -Werte relativ zu VSMOW (Standard Mean Ocean Water, defined in Vienna) wiedergegeben (siehe Gleichung 3).

$$(3) \quad \delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Probe}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{VSMOW}}} - 1 \right) \times 1000$$

Wiederholte Messungen des Standards NBS-120c betragen $21,5 \pm 0,2$ ‰. Der analytische Messfehler für die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beträgt demzufolge etwa 0,2 ‰ und führt zu einem absoluten Fehler in der Temperaturbestimmung von etwa 1 °C.

4.4.1.2. Analytierte Proben

Die 18 gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (16 Proben und 2 Ersatzproben) sind ausschließlich $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Phosphat ($\delta^{18}\text{O}_p$) und nicht im Karbonat der Zähne; sie liegen zwischen 19,0 und 22,2 ‰. Die Ergebnisse der 18 Messungen sind in Anhang D tabellarisch aufgeführt.

4.4.1.3. Ergebnisse und Diskussion

Originale $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in biogenen Phosphaten des Oberjura

Die 18 gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte umfassen einen Bereich von 19,0 bis 22,2 ‰ und liegen damit im normalen Rahmen für Werte, die in phosphatischen Hartteilen von fossilen und rezenten Fischen aus verschiedenen aquatischen Milieus gemessen werden können (KOLODNY & LUZ 1991). KOLODNY & LUZ (1991) weisen darauf hin, dass die Sauerstoffisotopen-Verhältnisse, die

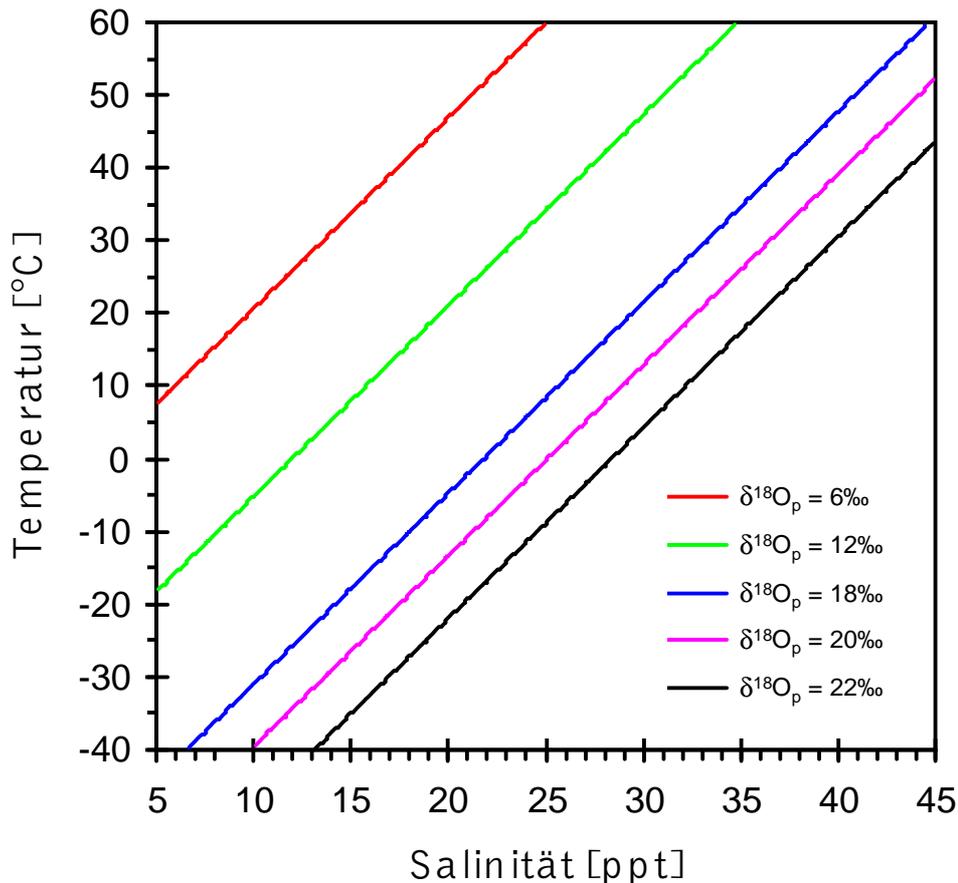


Abb. 19 Einfluss von Temperatur und Salinität im umgebenden Wasser auf die messbaren $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werte in Fischzähnen. Schematische Berechnung nach LONGINELLI & NUTI (1973) und CRAIG & GORDON (1965).

im Phosphat ($\delta^{18}\text{O}_p$) von Fischresten gemessen werden, deutlich widerstandsfähiger gegen diagenetische Alterationen seien als die Sauerstoffisotopen-Verhältnisse der assoziierten strukturellen Karbonatphase ($\delta^{18}\text{O}_c$). Dies wird bestätigt durch die Untersuchungen von WANG & CERLING (1994) und IACUMIN et al. (1996).

Bei den Proben aus Boulogne handelt es sich um solche, die aus einem überwiegend euhalinen Meerwasser des Oberjura stammen. KOLODNY & LUZ (1991) messen $\delta^{18}\text{O} = 19,7 \text{ ‰}$ in einem *Asteracanthus* sp. aus dem Oberjura von Oman. PICARD et al. (1998) geben $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für $\delta^{18}\text{O}$ von 18,7-20,6 ‰ für marine Fische des Mitteljuras an. KOLODNY & RAAB (1988) berichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 17,2-20,3 ‰ für marine Fische der gesamten Kreide und LÉCUYER et al. (1993) solche von 18,7-20,6 ‰ für Fische an der Kreide/Tertiär-Grenze. Da die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der französischen Proben mit 19,0-20,4 ‰ gut in diesen Bereich passen, hieße das, dass die Sauerstoffisotopen-Verhältnisse (anders als die Sr-Isotopenverhältnisse) nicht nachträglich alteriert sind, sondern eine originale isotopische Zusammensetzung repräsentieren. Bei der Beurteilung, ob es sich bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der norddeutschen Proben um originale Werte handelt, muss man in Betracht ziehen, dass diese ihren Ursprung vermutlich nicht in einem normalmarinen, euhalinen Meerwasser haben (Kap. 4.2.2.3.). Wenn das Wasser, in dem diese Fische gelebt haben, einen merklichen Süßwassereinfluss zu verzeichnen hat, dann verschieben sich die $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werte in Abhängigkeit von der isotopischen Zusammensetzung des Umgebungswassers (KOLODNY et al.

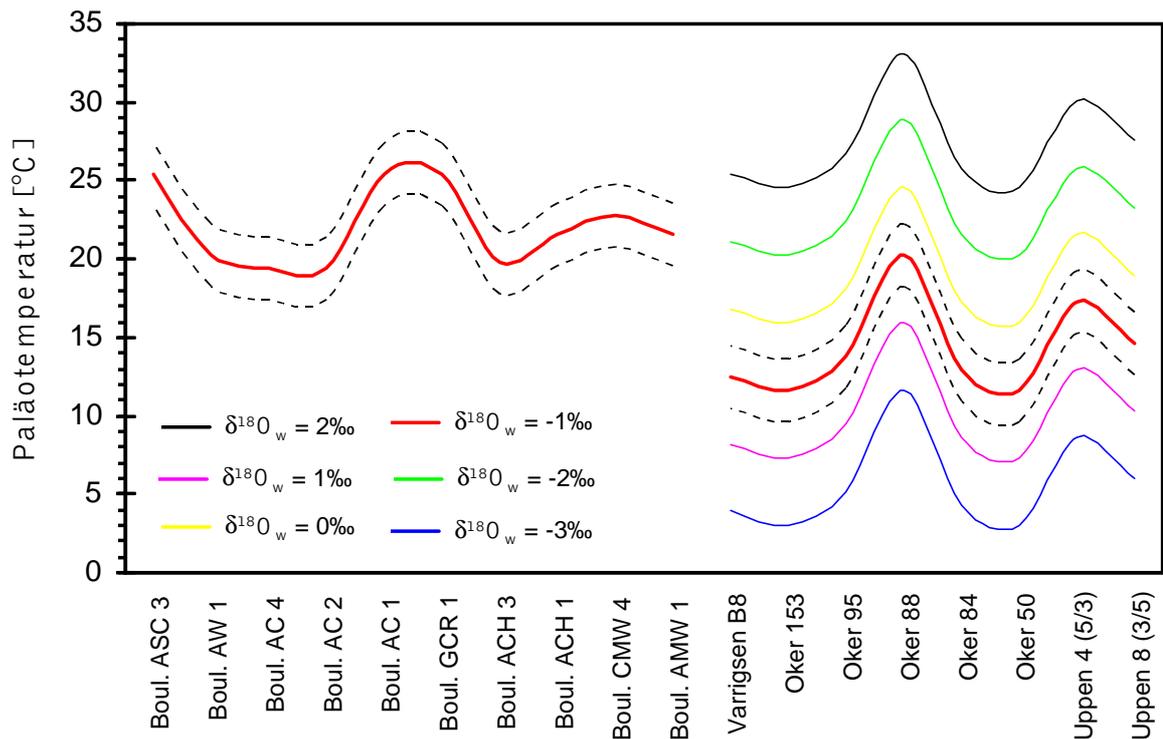


Abb. 20 Paläotemperaturkurven für die Proben aus Norddeutschland und Boulogne in Abhängigkeit vom $\delta^{18}\text{O}_w$ des Umgebungswassers. Das $\delta^{18}\text{O}_w$ des euhalinen Meerwassers im Jura wird mit $-1,0 \pm 0,5 \text{‰}$ (dicke rote und schwarze durchbrochene Linien) angenommen. Isotopisch schwereres Wasser ($> -0,5 \text{‰}$) repräsentiert hypersalines Wasser; isotopisch leichteres Wasser ($< -1,5 \text{‰}$) repräsentiert hyposalines Wasser.

1983) zumeist in Richtung leichterere Werte. Wenn dort hypersalinare Verhältnisse geherrscht haben, erhöht sich das $\delta^{18}\text{O}$ des Wassers aufgrund der Evaporation an der Oberfläche (CRAIG 1966). Eine weitere Einflussgröße ist die Umgebungstemperatur beim Einbau der Sauerstoffisotope, da Fische als ectotherme Organismen in einem thermischen Gleichgewicht zur Umgebung stehen. Sie erhöht oder erniedrigt den Fraktionierungsfaktor für das schwere Isotop (^{18}O) während der enzymatisch katalysierten Stoffwechselprozesse im Körper des Fisches und führt somit zu niedrigeren bzw. höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Phosphat (KOLODNY et al. 1996). Abbildung 19 zeigt modellhaft den Einfluss von Temperatur und Salinität im umgebenden Wasser auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Phosphat von Fischen (Formeln nach LONGINELLI & NUTI 1973 und CRAIG & GORDON 1965). Man erkennt hier, dass ein erhöhter $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Phosphat sowohl auf erhöhte Salinitäten als auch auf niedrigere Temperaturen zurückgehen kann. Anhand dieser Vorüberlegungen kann man nun versuchen, mithilfe der vorliegenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte Paläotemperaturen zu ermitteln.

Paläotemperaturen

Die Ermittlung von Paläotemperaturen aus phosphatischen Resten (überwiegend Zähne) von marinen Fischen wird schon seit vielen Jahren mit Erfolg praktiziert (KOLODNY & RAAB 1988, KOLODNY & LUZ 1989, KOLODNY & LUZ 1991, LÉCUYER et al. 1993, PICARD et al. 1998, VENNEMANN & HEGNER 1998). LONGINELLI & NUTI (1973) und KOLODNY et al. (1983) konnten anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aus phosphatischen Hartteilen rezenter Fische und den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der umgebenden Gewässer (marin, limnisch und hypersalin) die tatsächlich gemessenen Temperaturen rechnerisch rekonstruieren. Die von ihnen benutzte Umrechnungsformel, die mit

der von LONGINELLI & NUTI (1973) und der von späteren Studien innerhalb des statistischen Fehlers identisch ist, ist somit an den rezenten Verhältnissen geeicht und dient den Studien an fossilen Fischzähnen als verlässliche Berechnungsgrundlage für die Paläotemperaturen. Für die Temperaturbestimmungen an den hier vorliegenden Daten wurde die von LONGINELLI & NUTI (1973) entwickelte Formel (Gleichung 4) benutzt:

$$(4) \quad T \text{ (}^\circ\text{C)} = 111,4 - 4,3 \times (\delta^{18}\text{O}_p - \delta^{18}\text{O}_w)$$

Die Temperatur T in $^\circ\text{C}$ ist demzufolge ableitbar vom $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Phosphat des Fischzahns ($\delta^{18}\text{O}_p$) und der isotopischen Zusammensetzung des Meerwassers ($\delta^{18}\text{O}_w$) zur Zeit des Einbaus. Daraus folgt, dass für den einzigen unbekanntesten Wert, die isotopische Zusammensetzung des Meerwassers für die fragliche Zeit des Kimmeridgiums, eine begründete Annahme getroffen werden muss, um zu verlässlichen Paläotemperaturen zu kommen. Das $\delta^{18}\text{O}_w$ heutzutage beträgt 0 ‰ bei 34,7 ppt Salinität. Das Meerwasser in Zeiten eisfreier Polkappen im Mesozoikum muss eine etwas leichtere isotopische Zusammensetzung gehabt haben. Von den meisten Autoren wird, zurückgehend auf Überlegungen von SAVIN (1977), für ihre Berechnungen ein $\delta^{18}\text{O}_w$ für das euhaline Meerwasser von -1 ‰ angenommen (LUZ et al. 1984, KOLODNY & RAAB 1988, KOLODNY & LUZ 1991, 1992). PICARD et al. (1998) nehmen für das euhaline Wasser des Jurameers auch einen Wert von $-1,0 \pm 0,5$ ‰ an. Dieser Wert für das $\delta^{18}\text{O}_w$ wurde deshalb für die vorliegende Temperaturberechnung benutzt (Abb. 20).

Für die Proben aus Boulogne, die ihren Ursprung ohne Zweifel im euhalinen Meerwasser haben, ist dies eine begründete Annahme und führt zu mittleren Temperaturen für das Oberflächenwasser (SST) von $19,4\text{-}25,4 \pm 1,0$ $^\circ\text{C}$ (Mittelwert: $22,2$ $^\circ\text{C}$). Ob dieses aber auch für das Meerwasser im norddeutschen Oberjurabecken mit seinen starken Salinitätsschwankungen gegolten hat, ist fraglich. Bei gleichen Annahmen für die isotopische Zusammensetzung des Wassers kommt man zu einem Bereich von $11,6\text{-}20,2 \pm 1,0$ $^\circ\text{C}$ (Anhang D), was für diese Breiten als mittlere Jahresdurchschnittstemperaturen zu tief erscheint. Es wurden deswegen die Paläotemperaturen mit unterschiedlichen Werten für das $\delta^{18}\text{O}_w$ berechnet (Abb. 20). Der Bereich von -3 bis $+2$ ‰ für das $\delta^{18}\text{O}_w$ repräsentiert dabei nach BROECKER (1989) und CRAIG & GORDON (1965) Schwankungen der Salinität des Wassers von ca. 29 bis 39 ppt (Kap. 5.3.3.2.). Da die $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werte aus den Fischzähnen einen Mittelwert des Bildungszeitraums der Zähne (Odontogenese) darstellen, muss auch der den Berechnungen zugrunde liegende $\delta^{18}\text{O}_w$ -Wert des Wassers gemittelt werden. Wenn man nun kleinräumige bzw. kurzzeitige Salinitätsschwankungen (z. B. saisonale) gleich welcher Intensität zugrunde legt, sollte man in etwa zu Mittelwerten für $\delta^{18}\text{O}_w$ kommen, die den hier aufgespannten Rahmen nicht verlassen.

Generell haben Schwankungen der Salinität bzw. des $\delta^{18}\text{O}_w$ im Umgebungswasser auf Schwankungen des $\delta^{18}\text{O}$ in den phosphatischen Phasen der Hartteile von Fischen einen erheblich geringeren Einfluss als Schwankungen der Umgebungstemperatur (Abb. 19). Demzufolge sieht man in Milieus, in denen beide Parameter schwanken, hauptsächlich Schwankungen der Temperatur in den $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werten aus Fischkörpern abgebildet. Nur in einem Klima, in dem über lange Zeiträume hinweg eine nahezu konstante Jahresdurchschnittstemperatur zu verzeichnen gewesen wäre, wären schwankende $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werte in Fischzähnen überwiegend auf starke Salinitätsschwankungen zurückzuführen.

Spätdiagenetische Überprägung der Sr-isotopischen Daten

Ein Diagramm der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufgetragen gegen die mittleren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der relevanten Schichten (Abb. 21a) zeigt sowohl für die Proben aus Frankreich als auch für die aus Norddeutschland höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und für die norddeutschen auch höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als dies bei Werten aus dem normalmarinen Milieu des Oberjuras (nach PICARD et al. 1998 und JONES et al. 1994) zu erwarten wäre. Eine spätdiagenetische Beeinflussung der Fischzähne, die auf einen langfristigen isotopischen Austausch mit meteorischen Wässern hinweist, würde nach MCARTHUR & HERCZEG (1990) deutlich geringere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte hervorbringen, da solche Wässer eine erheblich leichtere isotopische Zusammensetzung haben als marine Wässer. Die Werte der Proben aus Boulogne zeigen die überwiegend frühdiagenetischen Veränderungen zu höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen (Kap. 4.2.2.3.). Die Lage der norddeutschen Datenpunkte in diesem Diagramm (Abb. 21a) lässt sich durch diagenetische

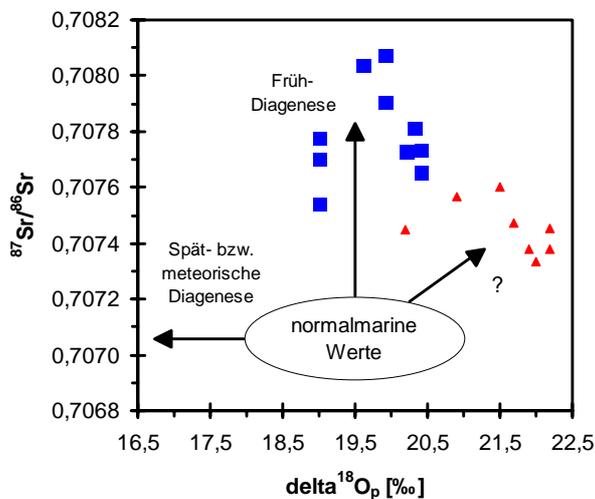


Abb. 21a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (Schichtmittelwerte) aufgetragen gegen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Fischzähnen aus Norddeutschland (rote Dreiecke) und Boulogne (blaue Quadrate).

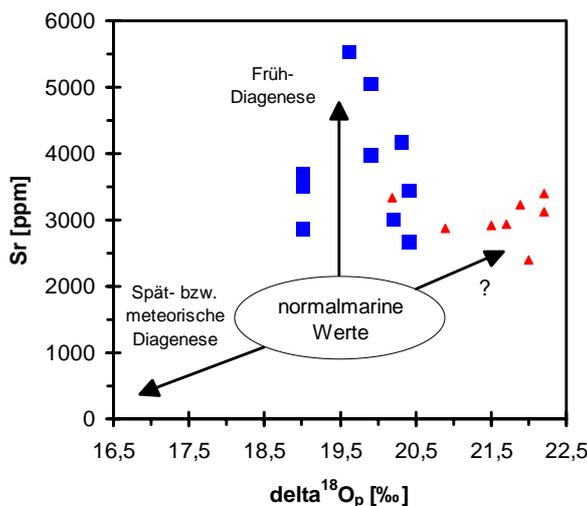


Abb. 21b Sr-Gehalte (Schichtmittelwerte) aufgetragen gegen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Fischzähnen aus Norddeutschland (rote Dreiecke) und Boulogne (blaue Quadrate).

Alterationen nicht erklären. Es ist daher anzunehmen, dass sie auf milieuspezifische Ursachen zurückgehen, die mit den Verhältnissen im normalmarinen Bereich kontrastiert. Diese Aussage lässt sich prüfen, indem man die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegen den mittleren Sr-Gehalt von Zähnen aus der jeweiligen Probenschicht zeichnet (Abb. 21b). Auch hier ist der Trend für eine langfristige diagenetische Alteration durch meteorische Wässer gut definiert, da sich sowohl die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als auch die Sr-Konzentrationen mit zunehmender Reaktionszeit ähnlich den Verhältnissen in einem karbonatischen System verringern (BRAND & VEIZER 1980, BRAND & VEIZER 1981, VEIZER 1983, BRAND 1994). Auch eine komplette Rekristallisation des Bioapatits würde einen derartigen Trend aufweisen (SHEMESH 1990). Dieser Trend ist nun in den hier dargestellten Proben nicht zu erkennen. Bei den Werten der Proben aus Boulogne ist wiederum eine frühdiagenetische Beeinflussung durch zusätzlich eingebautes Sr zu sehen, eine spätdiagenetische Veränderung der isotopischen Systeme ist aber nicht abzuleiten. Die Lage der Datenpunkte der norddeutschen Proben in diesem Diagramm (Abb. 21b) ist sogar genau entgegengesetzt zur Lage, die man für spätdiagenetisch veränderte Werte annehmen müsste. Die Werte der norddeutschen Proben sind hier besser mit dem Einfluss erhöhter Salinitäten bei der Bildung zu erklären, da die Sr-Konzentration im hypersalinen höher als im normalmarinen Milieu ist.

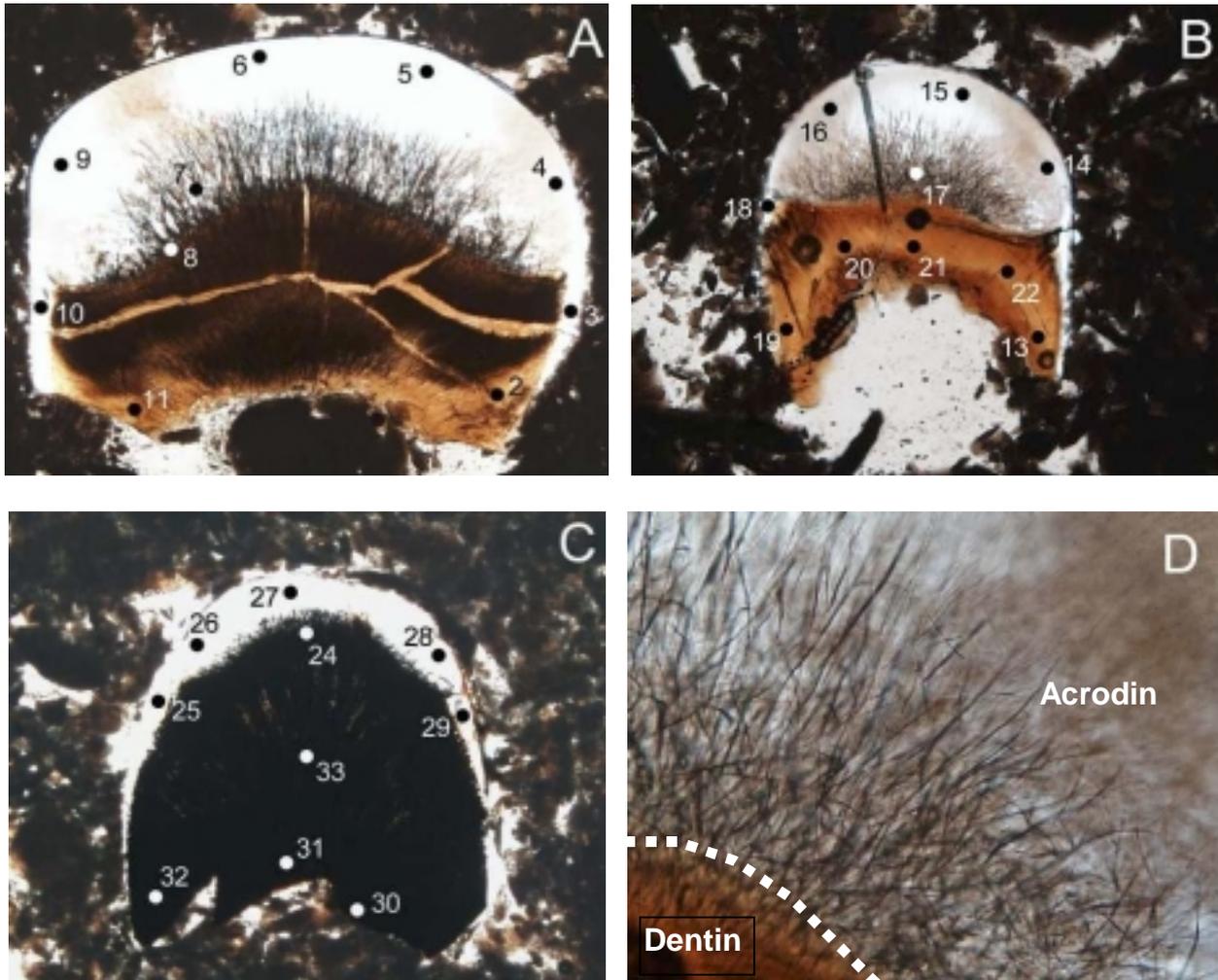


Abb. 22 Drei mit der Mikrosonde untersuchte Zähne von *Lepidotites* sp. aus der Lokalität Oker. Länge der unteren Bildkante: 2 mm. Erläuterung der Probenpunkte in Anhang E. **A** - Zahn aus Schicht 153. **B** - Zahn aus Schicht 88. **C** - Zahn aus Schicht 50. **D** - Zahn aus Schicht 88. Vergrößerung des Bereichs bei Probenpunkt 17. Dentin/Acrodin-Grenze mit dunkel gefüllten Kanälen. Länge der unteren Bildkante: 0,2 mm.

4.4.2. P, Ca, Mg, Na, K, Fe und Mn in Zähnen von *Lepidotites* sp.

4.4.2.1. Auswahl, Aufbereitung und Messung der Proben

Es wurden drei gut erhaltene Zähne des Morphotyps 1 von *Lepidotites* sp. (große Quetschzähne, MUDROCH & THIES 1996) aus den Schichten 50, 88 und 153 der Lokalität Oker für die Messung einiger wichtiger Elemente (P, Ca, Mg, Na, K), die normalerweise in fossilen Bioapatiten auftreten, ausgewählt. Im Falle von Mg, Na und K können die Kationen aufgrund ihrer Ionenradien ähnliche Positionen wie Sr als Vertreter für Ca im Apatitgitter besetzen. Die drei morphologisch und von der Größe ähnlichen Zähne unterschieden sich nur in der Färbung des Zahnhalses. Der Zahn aus Schicht 50 war fast völlig schwarz, der aus Schicht 88 hellbraun und der aus Schicht 153 orangefarben. Die Zähne wurden nicht chemisch vorbehandelt.

Von den Zähnen wurden, im Hinblick auf die Analyse mit der Mikrosonde, Dünnschliffe angefertigt, die bei allen drei Zähnen senkrecht zur Zahnbasis und radial durch den größten Durchmesser in der Nähe des Apex verlaufen sollten. So sind alle drei beteiligten Gewebetypen des Zahns (Dentin, Acrodin und Ganoin) für die Messung zugänglich. Die Schliffdicke betrug ca.

30 µm. Bei der Sichtung der Dünnschliffe stellte sich heraus, dass die unterschiedliche Färbung der Zähne vermutlich mit Füllungen der Mikrohohlräume (z. B. Dentinkanäle) zusammenhängt. Da diese Füllungen im Durchlichtmikroskop opak erschienen, was auf die Anwesenheit von sedimentären Vererzungen (z. B. Pyrit, Hauerit) schließen ließ, wurden auch die beiden Elemente Fe und Mn in die Messungen miteinbezogen.

Die Schliffe wurden vor der Messung mit Kohlenstoff bedampft und mit einer Mikrosonde vom Typ Camebax MB der Firma Cameca am Mineralogischen Institut der Universität Hannover analysiert. Gemessen wurden 30 Punkte (je 10 auf einem Zahn) mit einer Anregungsspannung von 15 V, einem Strahlstrom von 20 nA, einer Messdauer von 20 s pro Analysepunkt und einem Strahldurchmesser von 5 µm. Bei jedem Analysengang erfolgt simultan eine rechnergestützte Korrektur für eine standardisierte phosphatische Zusammensetzung durch ein PAP-Programm. Die methodisch bedingte Nachweisgrenze liegt bei ca. 200 ppm (= 0,02 Gew%) für alle Elemente. Die relative Messgenauigkeit liegt unter 1 % für Hauptelemente, unter 2 % für Nebenelemente und bei 5 % für Spurenelemente.

4.4.2.2. Analytierte Proben

Aus 33 Messpunkten der Mikrosonde (Abb. 22) in drei Zahnschliffen resultieren 30 punktuelle Messungen der Elemente Ca, P, Na, Mg, K, Fe und Mn. Es wurden je 10 pro Zahn in den drei Gewebetypen Dentin, Acrodin und Ganoin gemessen. Die Ergebnisse der 30 Messungen sind in Anhang E tabellarisch aufgeführt. Die Messergebnisse werden im Folgenden getrennt für die beiden Hauptelemente (Ca und P), die strukturell Ca-substituierenden Kationen (Na, Mg, und K) und die überwiegend strukturelfremden Kationen (Fe und Mn) diskutiert.

Statistische Funktion	Ca	P	Na	Mg	K	Mn	Fe
Arithmetisches Mittel	34,72	15,31	7700	890	110*	250	7550
Geometrisches Mittel	34,65	15,22	7550	860	60*	100*	1540
Harmonisches Mittel	34,58	15,13	7400	840	30*	30*	720
Medianwert	35,12	15,01	7860	810	110*	220	840
Maximalwert	37,04	17,48	10110	1380	400	1350	59770
Minimalwert	27,19	11,28	4920	610	10*	10*	230
Standardabweichung	2,07	1,61	1490	230	100*	270	14780
Standardfehler	0,38	0,29	272	42	18	49	2698

Tab. 12 Durchschnittliche Konzentrationen der gemessenen Elemente Ca, P, Na, Mg, K, Mn und Fe von 30 Messungen in 3 Zähnen von *Lepidotus* sp. Die Angaben für Ca und P sind in Gew.-%, die der anderen Elemente in ppm. Die mit * markierten Konzentrationen liegen unterhalb der analytischen Fehlergrenze (ca. 200 ppm). Der durchschnittliche Sr-Gehalt in den Zähnen aus den drei hier beprobten Schichten der Lokalität Oker liegt bei 3500 ppm.

4.4.2.3. Ergebnisse und Diskussion

Ca und P

Ca und P sind, abgesehen von O, die beiden Hauptelemente in einem Bioapatit. Die Konzentrationen von Ca mit durchschnittlich $34,72 \pm 2,07$ Gew.-% und P mit durchschnittlich $15,31 \pm 1,61$ Gew.-% (Tab. 12) entsprechen den von anderen Autoren in Bioapatiten gemessenen Werten (MOSEBACH 1986: 334, PATE et al. 1989, BOLTE et al. 1996). Auch die gemittelten Ca/P-Verhältnisse (Tab. 13) mit 2,27-2,30 ($\text{Ca/P}_{\text{mol}} = 1,75-1,78$) in den drei Zähnen bzw. 2,15-2,40 ($\text{Ca/P}_{\text{mol}} = 1,66-1,85$) je nach Gewebetyp entsprechen den bislang publizierten Werten (WEATHERELL & ROBINSON 1973, MOSEBACH 1986: 334, SILLEN 1986, NANCOLLAS 1989, PATE et al. 1989, KOCH et al. 1992) aus phosphatischen Geweben.

Wenn man das Ca/P-Verhältnis in Ca-Phosphaten betrachtet, muss man sich darüber klar sein, dass die unterschiedlichen Apatite, die man hierbei antrifft, auch unterschiedliche Ca/P-Verhältnisse besitzen. So hat z. B. ein biogener, karbonatisierter Hydroxylapatit (cHAP), anders als ein abiogener Hydroxylapatit (HAP: $\text{Ca/P}_{\text{mol}} = 1,67$, $\text{Ca/P}_{\text{gew}} = 2,15$), ein $\text{Ca/P}_{\text{gew}} \leq 2,00$ ($\text{Ca/P}_{\text{mol}} = 1,5$), wohingegen ein fossiler Bioapatit (Francolit oder Dahllit) deutlich höhere Ca/P aufweist. Francolit (Karbonat-Fluor-Apatit, CFA), aus dem auch die hier vorliegenden Zähne bestehen, ist die vor allem im marinen Bereich auftretende Variante eines fossilen Bioapatits und weist immer $\text{Ca/P}_{\text{gew}} \geq 2,00$ auf. HUBERT et al. (1996) haben Ca/P_{mol} zwischen 1,6 und 1,73 ($\text{Ca/P}_{\text{gew}} = 2,07-2,24$) in Dinosaurierknochen gemessen, die zu CFA umgewandelt wurden. KOCH et al. (1992) berichten von Ca/P_{gew} um 2,4 für Ätzlösungen von fossilen Wirbelknochen (CFA) von Lachsen und von Ca/P_{gew} zwischen 2,0 und 3,6 für Ätzlösungen von Wirbelknochen (cHAP) eines rezenten Lachses. Der Grund für die Erhöhung des Ca/P im CFA ist die relative Verarmung an Phosphat durch die Zunahme von strukturellem Karbonat, dass als Platznahme für abgebaute

Zahntyp	Ca/P	Na/Ca	Mg/Ca	K/Ca	Fe/Ca	Sr/Ca
dunkler Zahn	2,27 ±0,16	21,0 ±4,0	2,70 ±0,62	0,38*	58 ±63	9,9**
brauner Zahn	2,30 ±0,12	23,6 ±4,7	2,63 ±0,77	0,31*	8,6 ±11,9	9,8**
heller Zahn	2,27 ±0,11	22,0 ±3,2	2,39 ±0,66	0,31*	2,1 ±1,3	9,2**
Gewebetyp	Ca/P	Na/Ca	Mg/Ca	K/Ca	Fe/Ca	Sr/Ca
Dentin	2,40 ±0,05	20,0 ±4,7	2,88 ±0,65	0,47*	51 ±57	10,1**
Acroclin	2,15 ±0,06	24,2 ±1,7	1,99 ±0,20	0,21*	1,6 ±0,7	9,2**
Ganoïn	2,28 ±0,09	23,2 ±4,1	3,19 ±0,54	0,26*	1,7 ±1,0	9,5*

Tab. 13 Elementverhältnisse (Mittelwerte) der mittels Mikrosondenanalyse an Zähnen von *Lepidotes* sp. ermittelten Elemente. Alle Verhältnisse sind gewichtsbezogen und bis auf Ca/P um den Faktor 1000 erhöht. *Das K/Ca-Verhältnis ist mit einem großen Fehler belegt, da die Konzentrationen von Kalium zum großen Teil unterhalb der analytischen Fehlergrenze liegen. **Das Sr/Ca-Verhältnis gibt lediglich eine ungefähre Größenordnung an, da Sr hier nicht direkt gemessen wurde, sondern der Mittelwert der Sr-Konzentrationen in Zahnproben aus den jeweiligen Schichten der Lokalität Oker in das Verhältnis eingegangen ist. Die niedrigsten und höchsten Werte für die Zähne bzw. Gewebetypen sind fett bzw. kursiv unterlegt.

organische Komponenten während der frühdiagenetischen cHAP-CFA-Transformation der Bioapatite in den Zahn eingebaut wird (KOLODNY & LUZ 1992, WANG & CERLING 1994). Verständlich ist dann auch, dass das Ca/P im Dentin ($\text{Ca/P}_{\text{gew}} = 2,40 \pm 0,05$) deutlich höher ist als in den beiden schmelzartigen Geweben Acrodin ($\text{Ca/P}_{\text{gew}} = 2,15 \pm 0,06$) und Ganoin ($\text{Ca/P}_{\text{gew}} = 2,28 \pm 0,09$), da hier der höhere Anteil an organischer Substanz im lebenden Zahn zu einer stärkeren Karbonatisierung während der Frühdiagenese führte. Die im Hinblick auf die Sr-Isotopen-Analysen getroffene Feststellung, dass die schmelzreichen Bestandteile der hier untersuchten fossilen Fischzähne am besten ihre ursprüngliche chemische Beschaffenheit bewahren konnten, wird damit gut belegt.

Na, Mg und K

Na, Mg und K sind zusammen mit Ca die vier wichtigsten Metallionen im Metabolismus von höheren Mehrzellern (KAIM & SCHWEDERSKI 1995: 271f.). Ein Großteil aller komplexen Stoffwechselprozesse und die gesamte Informationsübertragung in tierischen Körpern läuft nur mithilfe dieser Kationen ab. Sie sind deswegen auch in mineralischen Ausfällungen von höheren Tieren immer anzutreffen. In Ca-Karbonaten sind sie deshalb auch als bedeutende Nebenelemente vertreten; in biogenen Ca-Phosphaten dagegen werden sie aufgrund ihrer abweichenden Ionenradien nur in Spuren eingebaut. Der durchschnittliche Gehalt in den vorliegenden Messungen liegt für Na bei 7700 ± 1490 ppm und für Mg bei 890 ± 230 ppm. Die durchschnittliche Konzentration von K liegt mit ca. 110 ppm unterhalb des analytischen Fehlers für die Mikrosondenmessungen und ist somit unzuverlässig, zeigt aber die für Bioapatite zu erwartende extrem niedrige Konzentration, da dieses Element, ähnlich wie Rb (Tab. 6), wegen seines großen Ionenradius inkompatibel mit der apatitischen Kristallstruktur ist.

Um die Verteilung der gemessenen Kationen Na, Mg, K besser diskutieren zu können, wurden diese ins Verhältnis mit Ca gesetzt (Tab. 13). Zusätzlich zu diesen vier Elementverhältnissen wurde auch das in unabhängigen Messungen an anderen Zahnproben dieser drei Schichten (50, 88 und 153) aus Oker ermittelte Sr in Beziehung zum Ca gestellt. Die so erhaltenen Sr/Ca-Verhältnisse geben zumindest die Größenordnung wieder, Schwankungen der Werte wie in Tabelle 13 zu sehen sind dann aber nur auf Schwankungen im Ca-Gehalt zurückzuführen. Ein so erhaltenes mittleres Sr/Ca-Verhältnis von 9,4 liegt in der natürlichen Schwankungsbreite der Bioakkumulation von Sr in marinen Fischen (Kap. 4.2.1.2.). Das K/Ca-Verhältnis ist in allen Fällen nur als Näherungswert zu verstehen, da die K-Konzentrationen viel zu gering sind. Da es sich bei K^+ um ein strukturfremdes Ion für Bioapatite handelt, muss es als potenzielles diagenetisches Kontaminat angesehen werden, was die erhöhten Werte für das Dentin erklären würde. Die Verhältnisse von Na/Ca, Mg/Ca und Sr/Ca zeigen in den einzelnen Zähnen nur geringe Variabilitäten, obwohl sich ein leichter Trend für höhere relative Konzentration der Elemente Mg und Sr bzw. für niedrigere relative Konzentration des Elements Na in dem dunklen Zahn abzeichnet. Betrachtet man aber die Elementverhältnisse in den drei Gewebetypen, so wird deutlich, dass das Acrodin als bestmineralisierte Phase deutlich niedrigere relative Konzentrationen von Mg und Sr gegenüber dem Dentin zu verzeichnen hat. Dass diese Elemente im Dentin angereichert sind, liegt an dem höheren Alterationspotenzial dieses Gewebetyps, der mikrostrukturell deutlich poröser ist und damit durch die größere innere Oberfläche einen stärkeren Ionenaustausch ermöglicht. Zusätzlich müssen auch diagenetische Ausfällungen von Ca-Karbonat in den Hohlräumen des Dentinkörpers in Betracht gezogen werden. Beim Na verhält es sich genau umgekehrt. Es ist im Dentin im Verhältnis zum Acrodin abgereichert, da im Zuge der Ionenaustauschprozesse im Dentin das einwertige Na zugunsten von zweiwertigen Kationen wie Mg und Sr nach und nach aus seinen Positionen im Kristallgitter verdrängt worden ist (PARKER et al. 1974). Der geringe Unterschied in den Verhältnissen zeigt aber, dass diese

Austauschprozesse quantitativ nur eine geringe Rolle spielen und die ursprünglich eingebaute Menge der jeweiligen Elemente nur marginal beeinflussen.

Fe und Mn

Die Konzentrationen von Fe und Mn fallen aus dem Rahmen (Tab. 7), da sie von Messpunkt zu Messpunkt stark schwanken und im Falle von Mn auch noch weitestgehend unterhalb der analytischen Fehlergrenze (ca. 200 ppm) liegen (Fe = 230-59.770 ppm, Mn = 10-1350 ppm). Arithmetische Mittelwertbildungen von Fe mit 7550 ± 14.780 ppm und von Mn mit 250 ± 270 ppm erscheinen hier zwangsläufig nicht sinnvoll. Erst der harmonische Mittelwert, der Ausreißer nach oben und unten ausblendet, kommt zu plausiblen Durchschnittswerten von Fe = 720 ppm und Mn = 30 ppm. Die große Streuung der Werte für diese beiden Elemente erklärt sich, wenn man auch das Fe/Ca-Verhältnis (Tab. 7) betrachtet. Hier zeigt sich klar, dass hohe Konzentrationen an Fe nur in den dunkel gefärbten Zähnen und da nur im Dentin auftreten. Sie sind dort hauptsächlich in der dunklen mineralischen Füllung der feinen Porenräume und Kanäle im Dentin zu finden und damit nicht gleichmäßig im Zahn verteilt. Bei diesen Porenfüllungen dürfte es sich im Wesentlichen um Pyrit (FeS) - untergeordnet auch um Hauerit (MnS) - handeln. Pyrit war nicht nur in den Lösungsrückständen als Framboidal-Pyrit z. T. sehr häufig vertreten, sondern ist auch unter den herrschenden Redox-Bedingungen im Sediment (Kap. 4.3.2.5.) die überwiegend zu erwartende authigene Mineralisation in den Hohlräumen der Bioapatite (SAGEMANN et al. 1999). Auch HUBERT et al. (1996) finden in den Hohlräumen der von ihnen untersuchten Dinosaurierknochen hauptsächlich Pyrit als Füllung. Die Ausfällung Sr-reicherer diagenetischer Fe-Mn-Karbonate ist aufgrund der frühen Platznahme von FeS in den Hohlräumen nur in geringem Umfang möglich. Dass Fe und Mn nicht strukturell sondern bevorzugt in den diagenetisch ausgefüllten Poren und Zwickeln von fossiler Knochensubstanz zu finden sind, belegen auch die Untersuchungen von PARKER & TOOTS (1970) und WILLGALLIS & HELMDACH (1975). Sie zeigen, dass diese beiden Elemente in Knochen aus terrestrischen Ablagerungsräumen als Fe-Mn-Oxyhydroxide und in Knochen mariner Herkunft in Form von mikrokristallinem Pyrit mit Spuren von Mn vorliegen. Es wird sogar ein direkter Bezug zur Braunfärbung der Knochen, wie er auch in dem hier untersuchten Material zu erkennen ist, hergestellt. Da hier keine direkten Messungen des S-Gehalts vorgenommen wurden, lässt sich aber nicht vollkommen ausschließen, dass es sich bei den dunklen Mineralisationen in den Dentinkanälen eventuell um Fe-Mn-Oxyhydroxide und nicht um Pyrit handelt. Die Elemente Fe und Mn als rein diagenetische Komponenten stehen aber in keinem Bezug zum Sr-Gehalt eines Bioapatits und können somit auch nicht als Kriterium für etwaige Alterationen der Sr-Geochemie eines phosphatischen Fossils benutzt werden (PARKER & TOOTS 1970).

5. Palökologie

5.1. Faunenzusammensetzungen

5.1.1. Zur Taphonomie von Mikrovertebratenassoziationen

Am Anfang einer zahlenmäßigen Auswertung von Mikrovertebratenassoziationen muss die Frage stehen, ob es sich bei der vorliegenden Taphozönose einer Probenschicht um Überlieferungen einer Biozönose (überwiegend **autochthone** Elemente) oder um Zusammenschwemmungen bzw. Aufarbeitungen von Organismenresten (überwiegend **allochthone** Elemente) handelt, die nicht in einem ökologischen Zusammenhang zueinander stehen. Da wir es hier mit Fischen, also Nektonten, zu tun haben, ist der zweifelsfreie Nachweis von Autochthonie ohnehin nicht möglich. Fossile Reste von Fischen können allenfalls **parautochthon** sein, auch wenn sie dort eingebettet sind, wo sie gelebt haben. Abbildung 23 zeigt schematisch einige wichtige Prozesse, die die Taphonomie von disartikulierten marinen Fischresten beeinflussen. Da, abgesehen von SCHÄFER (1962), nur wenig darüber publiziert ist (Literaturüberblick bei ELDER & SMITH 1984 und SMITH et al. 1988) ist es unumgänglich, sich überwiegend auf Beobachtungen und empirische Daten zu stützen, die aus der eigenen langjährigen Praxis im Umgang mit marinen Mikrovertebraten aus verschiedenen Fundstellen stammen. Von diesen Überlegungen ausgehend ist es sinnvoll, drei Typen von Mikrovertebratenassoziationen zu unterscheiden. Nämlich Taphozönosen, die überwiegend aus parautochthonen, die überwiegend aus allochthonen und die zu ähnlich großen Teilen aus beiden Elementen zusammengesetzt sind.

Taphozönosen, die überwiegend aus parautochthonen Elementen bestehen, beinhalten hauptsächlich Zähne, die gut bis sehr gut erhalten sind, da sie aus den lebenden Fischen ausgebrochen sind und nicht oder nur sehr wenig transportiert wurden (MUDROCH & THIES 1996, SCHÄFER 1962). Vereinzelt gefundene größere Teile der Bezahnung eines Fisches, die aus einem zerfallenen Leichnam oder einem zerteilten Beutefisch stammen, können meist gut identifiziert werden und sind aufgrund ihrer geringen Zahl für die palökologische Betrachtung unbedeutend. Dieses gilt auch für isolierte Zähne, die von einem Raubfisch im Verdauungstrakt in den Ablagerungsort verbracht wurden. Sie sind zumeist schlecht erhalten und kaum identifizierbar, da sie von der Magensäure angeätzt wurden. Auch andere Teile des Fischskeletts werden gefunden, besonders Actinopterygier-Schuppen und Placoidschuppen von Elasmobranchiern, aber auch Wirbelkörper und andere Knochenfragmente von Haien und Knochenfischen. Auch sie stammen von Leichen, die vermutlich sehr schnell von Aasfressern disartikuliert worden sind. Vor allem der gute Erhaltungszustand von Placoidschuppen ist indikativ für ein schnelles Absinken der Fischreste zum Boden ohne nennenswerten Transport oder Umlagerung, da diese aufgrund ihrer Zerbrechlichkeit eine längerandauernde hydro-dynamische Beeinflussung kaum überstehen würden. Wenn die fossilen Fischreste aus einem mehr oder weniger eng umgrenzten Gebiet rund um den Ablagerungsort stammen, kann man sie als zu einem Habitat zugehörig bezeichnen. Eine Gleichzeitigkeit der durch sie repräsentierten Fische ist allerdings nicht gegeben, da die beprobten Mergel-Schichten in aller Regel einen größeren Zeitraum umfassen (1000-10.000 a) und damit einem gewissen Zeitquerschnitt darstellen. Unter der Annahme einer zeitlichen Konstanz dieses Habitats und seiner Bewohner würden solche Mikrovertebratenassoziationen aber die größtmögliche Näherung an eine ehemalige Fisch-Biozönose darstellen. Da sie folglich repräsentativ für das Habitat sind, kann man in solchen Fällen auch von Faunen im paläontologischen Sinne sprechen.

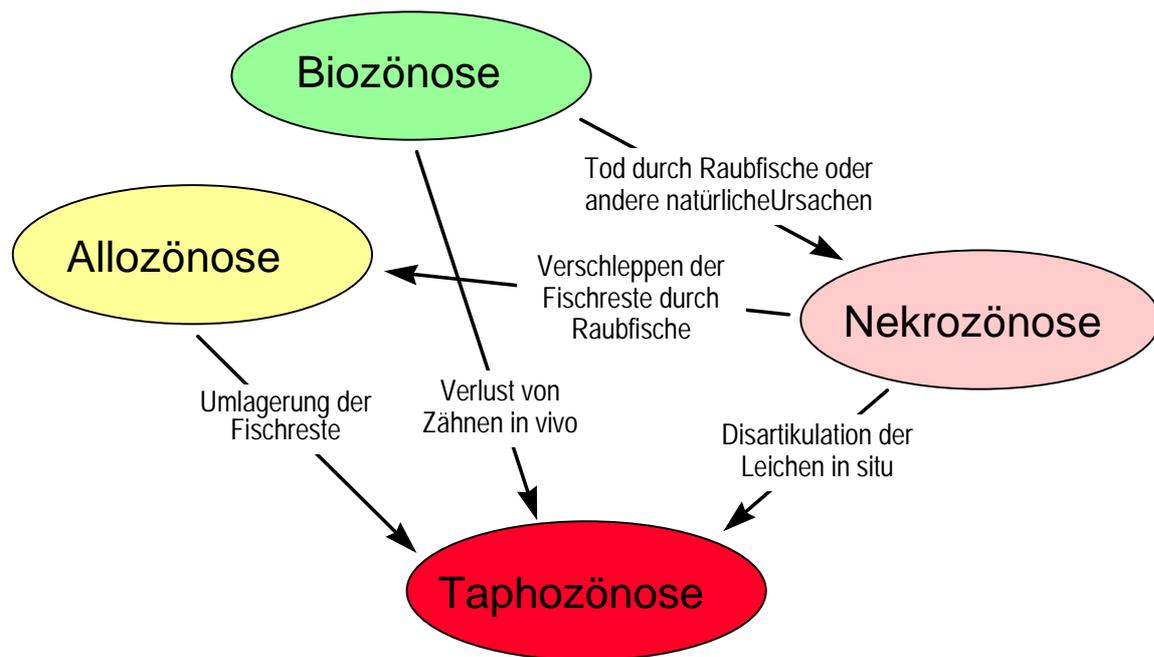


Abb. 23 Schematische Darstellung von einigen wichtigen taphonomischen Prozessen, die einen Einfluss auf die Ablagerung von isolierten marinen Fischresten haben. Biozönose = Lebensgemeinschaft von Fischen. Taphozönose = Gemeinschaft miteinander eingebetteter Fischreste. Nekrozönose = autochthone Gemeinschaft von toten Fischen. Allozönose = allochthone Gemeinschaft von Fischresten.

Taphozönosen, die überwiegend oder ausschließlich aus allochthonen Elementen bestehen, beinhalten Zähne, die mehr oder weniger stark abgerollt sind. Dies kann sowohl auf intensive Transportprozesse als auch auf eine starke, erosive Aufarbeitung der Objekte zurückzuführen sein. Der Grad der Aufarbeitung von Faunen ist normalerweise über den Zustand der Zähne (Abrollungsgrad) gut herleitbar. Da die Zähne in solchen Assoziationen, die sich üblicherweise als Bonebeds darstellen, meist sehr schlecht erhalten sind, ist eine taxonomische Bearbeitung häufig nur eingeschränkt möglich. Die Diversität ist in solchen Assoziationen häufig nur gering. Infolgedessen ist auch das Nachvollziehen von Transportwegen und damit die Identifikation der Herkunft der jeweiligen Fischreste nur in geringem Umfang möglich. Andere isolierte Fischreste außer Zähnen sind kaum zu erwarten, da sie zumeist erheblich leichter als diese erodieren und damit selektiv aus der Überlieferung verschwinden. Diese Assoziationen können, genau wie solche, die auf eine unbestimmbare zeitliche Kondensation zurückzuführen sind, in ihrer Zusammensetzung keine Informationen mehr über die ehemaligen Biozönosen liefern. Eine statistische Analyse solcher Assoziationen hätte nur geringen Wert, da hier keine palökologisch relevanten Informationen mehr zu erwarten sind. Vielmehr wird ihre Zusammensetzung durch Sortierungen der Größe und der Widerstandsfähigkeit kontrolliert.

Taphozönosen, die zu ungefähr gleichen Teilen aus allochthonen wie auch aus parautochthonen Elementen bestehen, sind, was den Erhaltungszustand der Zähne angeht, sehr heterogen, da die von weiter her stammenden Fischreste zumeist einen etwas stärkeren Abrollungsgrad aufweisen. Andere isolierte Fischreste, wie Placoidschuppen, können auftreten, stehen aber häufig in einem Missverhältnis zu den Zähnen, sowohl bezüglich der Anzahl, als auch bezüglich ihrer Diversität. Die Diversität der Zähne in diesen Assoziationen ist häufig überdurchschnittlich hoch, da hier zu den originalen Faunenelementen die ortsfremden Elemente dazukommen. Sie können in ihrer Zusammensetzung zumindest einen ungefähren Eindruck der ehemaligen Biozönosen eines Groß-Habitats vermitteln, da sie Faunen aus einem größeren räumlichen (im Falle von

Kondensationen auch zeitlichen) Zusammenhang integrieren. Im Einzelfall gestaltet sich die Unterscheidung zwischen allochthonen und parautochthonen Elementen in solchen Assoziationen einzig anhand von morphologischen Merkmalen als sehr schwierig. Zukünftig könnten hier geochemische Methoden wertvolle Dienste bei der Differenzierung leisten. Bis auf weiteres sind statistische Auswertungen solcher Assoziationen nur unter allergrößtem Vorbehalt möglich.

In den hier untersuchten Mikrovertebratenassoziationen finden sich Beispiele für jeden dieser Typen von Taphozönosen. Die Analyse der Faunenzusammensetzung (*community analysis*) beschränkt sich hier auf die Taphozönosen mit überwiegend parautochthonen Elementen aus dem norddeutschen Oberjura und auf einige beispielhafte Horizonte des Boulonnais, in denen die allochthonen Elemente nach gründlicher Überprüfung nur einen geringen Anteil haben. Alle diese behandelten Taphozönosen werden der Einfachheit halber und im Sinne einer besseren Vergleichbarkeit mit anderen Studien mit den oben genannten Einschränkungen als Faunen bezeichnet. Die im Oberjura des norddeutschen Beckens aufgefundenen Faunen werden für die drei Zeitbereiche Oxfordium, Kimmeridgium und Tithonium getrennt behandelt. Die Faunen aus Boulogne, die ein euhalines Milieu charakterisieren, werden nur für die Probenschichten AMW1, CMW3, CMW 4, CMW 6 und ACH2 (Kimmeridgium) miteinander verglichen, da dort die Vermischung mit allochthonen Elementen gering ist. Aus dem Tithonium wird lediglich die Brackwasserfauna der Probe GCR 1 mit berücksichtigt, da hier ausschließlich parautochthone Elemente vorgefunden wurden. Die im systematischen Teil identifizierten Taxa werden zu höherrangigen Taxa zusammengefasst, zumeist Gattungen oder Familien, um den taxonomischen Fehler gering zu halten und eine bessere Vergleichbarkeit zwischen den einzelnen Fischfaunen der jeweiligen Zeitabschnitte zu gewährleisten. In den zugrunde liegenden Auszählungen wurden zur besseren Vergleichbarkeit nur die Kieferzähne der identifizierten Taxa berücksichtigt. Die Placoidschuppen der Elasmobranchier und die Branchialzähne der Actinopterygier wurden nicht mitgezählt, da diese in anderen Relationen zueinander stehen und taxonomisch noch nicht so gut auflösen sind. Außerdem hat sich im Falle der Branchialzähne erwiesen, dass sie nicht wie bislang angenommen nur bei Arten von *Lepidotes* in der von MUDROCH & THIES (1996) beschriebenen Form sondern auch bei anderen durophagen Fischen, wie z. B. Arten aus der Gruppe der Pycnodontiformes (KRIWET 1999) auftreten. Da die Zuordnung von Morphotypen hier noch nicht die Auflösung wie für die Kieferzähne hat, ist es ratsam, sie bei den Zählungen wegzulassen, obwohl das für einige Schichten zur Konsequenz hat, dass das Taxon *Lepidotes* dort nicht mehr den prozentualen Anteil hat, den es in vorherigen Zählungen hatte (MUDROCH & THIES 1996).

5.1.2. Fischfaunen im Oberjura von Norddeutschland

5.1.2.1. *Oxfordium*

Die drei beprobten Schichten von den Lokalitäten des Oxfordiums (Dielmissen, Hirschkopf und Hainholz) repräsentieren Ablagerungen des Korallenooliths, die als Begleitfauna auch Korallen beinhalten (REUTER 2000, SCHÜLKE 1997, SCHÜLKE & HELM 2000, ZAWISCHA & SCHORMANN 1994), und diese müssen als zweifelsfreie Faziesanzeiger für das euhaline Milieu betrachtet werden (BERTLING 1989, 1993). Die drei Probenschichten sind zwar nicht so reich an Mikrovertebraten wie die Schichten des Kimmeridgiums, insgesamt wurden aus ca. 180 kg Gesteinsproben aus allen drei Lokalitäten nur 794 systematisierbare Zähne gewonnen, sie haben aber den Vorteil, dass sie nur wenige allochthone Elemente aufweisen.

Die mittlere Verteilung der in Kapitel 3.2.1. aufgelisteten Taxa auf die Gesamtheit aller systematisierten Zähne ($n = 794$) in den drei untersuchten Lokalitäten (Abb. 28):

Lepidotes (3 %), Macrosemiidae (*Macrosemius*, *Notagogus*, *Histionotus*; 4 %), *Ionoscopus* (17 %), *Callopterus* (20 %), *Caturus* (12 %), Teleosteer (*Sauropsis*, *Belonostomus*, *Thrissops*; insgesamt 5 %), Hybodontiformes (*Hybodus*, *Polyacrodus*; insgesamt 1 %), *Sphenodus* (3 %), *Palaeoscyllium* ('*Synechodus*'; insgesamt 20 %), *Heterodontus* (6 %), *Palaeoscyllium* (5%) und andere Neoselachier (*Protospinax*, Squatinidae, Orectolobiformes, *Corysodon*, *Spathobatis*; insgesamt 4 %).

Die Knochenfische (Actinopterygier) machen somit ca. 55 % und die Elasmobranchier (überwiegend Neoselachier) ca. 45 % an der Gesamtheit der gewonnenen Zähne aus dem Oxfordium aus. Dies lässt sich auch als Knorpelfisch/Knochenfisch-Verhältnis von ca. 0,8 ausdrücken und beschreibt gut eine Fischfauna aus dem Euhalinikum (Kap. 5.3.1), die in nahezu allen Habitaten dadurch gekennzeichnet ist, dass sie neben den allgegenwärtigen Actinopterygiern zu einem Gutteil (deutlich über 20 %) auch aus Elasmobranchiern aufgebaut ist, die zudem noch einen gewissen Artenreichtum aufweisen.

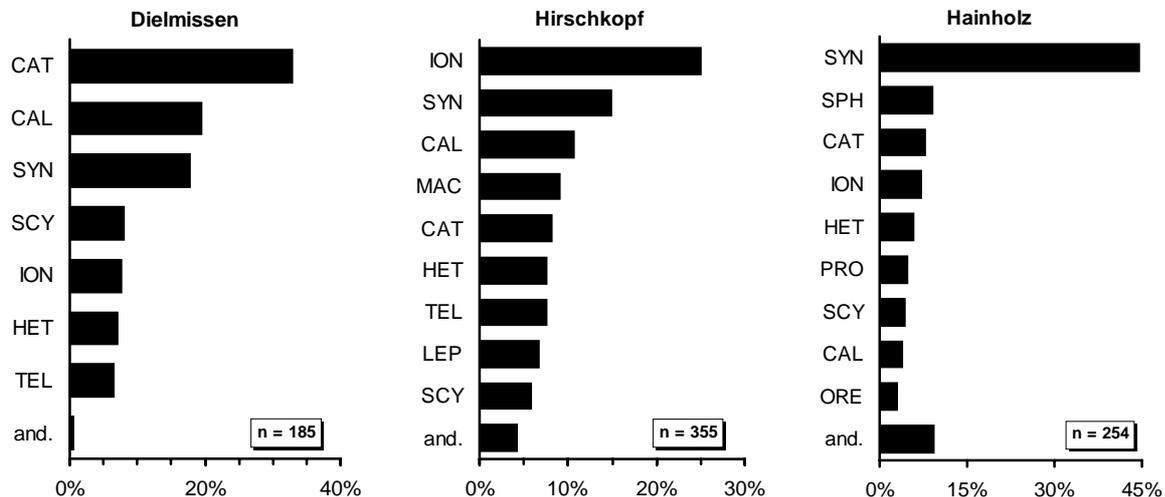


Abb. 24 Faunenzusammensetzung der drei Lokalitäten aus dem norddeutschen Oxfordium. Taxa in prozentualen Anteilen an der Gesamtfaua. CAL - *Callopterus*, CAT - *Caturus*, HET - *Heterodontus*, HIS - *Histionotus*, HYB - Hybodontiformes, ION - *Ionoscopus*, LEP - *Lepidotes*, MAC - *Macrosemius* und *Notagogus*, ORE - Orectolobiformes, PRO - *Protospinax*, PYC - Pycnodontiformes, RAJ - Rajiformes, SCY - *Palaeoscyllium*, SPH - *Sphenodus*, SYN - '*Synechodus*', TEL - Teleostei, VID - *Vidalamia*.

Viel wichtiger als diese mittleren Werte ist eine Einzelbetrachtung der drei Lokalitäten (Abb. 24). Hier wird ersichtlich, dass die Zusammensetzung der drei Fischfaunen aus dem Korallenoolith recht unterschiedlich ist und individuelle Gründe für ihre Zusammensetzung gesucht werden müssen. Während die Lokalität Dielmissen erheblich weniger Taxa aufweist als die beiden anderen, sind die drei dominanten Taxa zwei halecomorphe Actinopterygier (*Caturus* und *Callopterus*) und ein Neoselachier ('*Synechodus*') wie in der Lokalität Hirschkopf (hier: *Ionoscopus* anstatt *Caturus*). In beiden Probenschichten handelt es sich um eine Mergel-Fazies, die mit kleinen Korallenrasen bzw. Fleckenriffen verzahnt ist, anders als in der Lokalität Hainholz, wo die Probenschicht mit einem richtigen Riffkörper assoziiert ist. Die Fauna dort weist den höchsten Artenreichtum der drei Lokalitäten auf und hat als einziges dominantes Taxon den Hai '*Synechodus*' gefolgt von dem Hai *Sphenodus* und dann erst dem halecomorphen

Actinopterygier *Caturus* (8 %). Wenn man sich nun vor Augen führt, welche von den aufgeführten Taxa aufgrund ihrer Körperform überwiegend boden- bzw. hardground-bezogen gelebt haben (*Heterodontus*, *Protospinax*, *Sphenodus*, 'Synechodus', *Palaeoscyllium*, *Lepidotes*, Macrosemiiden) und welche sich vornehmlich in der freien Wassersäule aufgehalten haben (*Caturus*, *Ionoscopus*, *Callopterus*, Teleosteer), dann zeigt sich, dass nur in der Lokalität Hainholz eine ausgeprägte Bindung der Fische an die Riffstruktur anzunehmen ist. In den beiden anderen Lokalitäten ist das Vorherrschen von überwiegend freischwimmenden Formen ein Hinweis darauf, dass die Riff-Biozönosen eventuell noch nicht so weit entwickelt waren, dass es ein genügend breites Nahrungsangebot für typische Riff-Fische gegeben hat, so wie dies in Hainholz der Fall gewesen sein wird. Dass der Hai 'Synechodus' in den Faunen von allen drei Lokalitäten unter den dominanten Taxa ist, ist ein Hinweis dafür, dass er in seiner Verbreitung an ein euhalines Milieu gebunden ist und somit als Faziesanzeiger für normalmarine Salinitäten zu gebrauchen ist (Kap. 5.3.1.2.).

5.1.2.2. *Kimmeridgium*

Bislang wurden für das Kimmeridgium in 36 Probenschichten aus 4 Lokalitäten größere Mengen systematisierbarer Fischzähne gefunden (insges. ca. 9800 Zähne). Um diese Zahl für die hier erfolgte faunistische Analyse sinnvoll zu reduzieren, wurden folgende Kriterien berücksichtigt: die Anzahl an taxonomisch zugeordneten Zähnen einer Schicht sollte insgesamt mehr als 100 betragen, um in statistisch signifikante Dimensionen zu gelangen, und es sollten keine oder kaum allochthone Elemente in den Vergesellschaftungen auftreten, d. h. die Zahl an abgerollten und fragmentarischen Zähnen sollte minimal sein. Die zwölf Probenschichten, die diese Anforderungen am besten erfüllen, werden im Folgenden einzeln vorgestellt. Die eine Probe aus Holzen I und die fünf Proben aus Pötzen (insges. ca. 500 Zähne) konnten allesamt nicht berücksichtigt werden, da die in ihnen enthaltenen Zähne zu fragmentarisch bzw. ihre Gesamtzahl zu gering war, um mit den gut erhaltenen und zahlreichen Fischzahnvergesellschaftungen aus Oker und Uppen verglichen werden zu können. Die ausgewählten Probenschichten aus den Lokalitäten Oker und Uppen verteilen sich gut über den Zeitbereich des in Niedersachsen aufgeschlossenen Kimmeridgiums und werden für den unteren (oberster Korallenoolith ? bis unterer Kimmeridge) und den oberen Zeitabschnitt (mittlerer bis oberer Kimmeridge) getrennt behandelt.

Unterer Zeitabschnitt

Probenschicht 3/2 aus Uppen (nach WEIB 1995, Probe 9 bei THIES 1995) liegt zusammen mit der darüber folgenden Probenschicht 3/5 aus Uppen (nach WEIB 1995, Probe 8 bei THIES 1995) an der Basis des Kimmeridgiums im obersten Korallenoolith? nach WEIB (1995). Probenschicht 5/3 aus Uppen (nach WEIB 1995, Probe 4 bei THIES 1995), Schicht 47, 49 und 50 aus Oker im darauf folgenden unteren Kimmeridge.

Die in Kapitel 3.2.2. aufgelisteten Taxa verteilen sich in den 6 hier aufgeführten Probenschichten folgendermaßen auf die Gesamtheit der Zähne ($n = 3299$):

Lepidotes (5 %), Pycnodontiformes (*Macromesodon*, *Proscinetes*, *Coelodus*; insgesamt 5 %), Macrosemiidae (*Macrosemius*, *Notagogus*, *Histionotus*; insgesamt 4 %), *Ionoscopus* (21 %), *Callopterus* (13 %), *Caturus* (30 %), *Vidalamia?* (3 %), Teleosteer (*Sauropsis*, *Belonostomus*, *Thrissops*; insgesamt 6 %), Hybodontiformes (*Hybodus*, *Lissodus*, *Polyacrodus*; insgesamt 3 %), und Neoselachier (*Spathobatis*, *Belemnobatis*, u. a.; insgesamt 10 %).

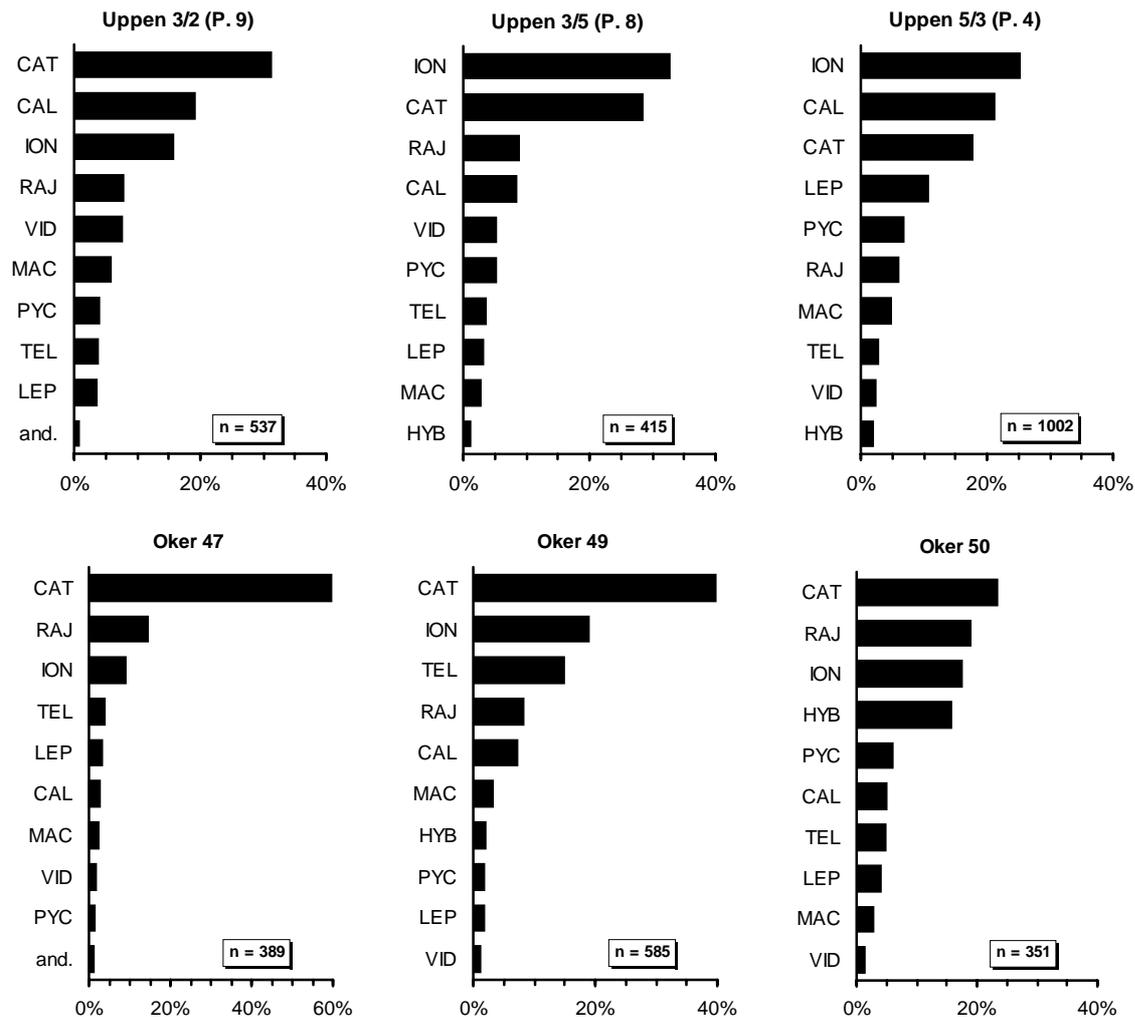


Abb. 25 Faunenzusammensetzung von 6 zahlreichen Schichten aus dem unteren Zeitabschnitt des Kimmeridgiums von Norddeutschland (Lokalitäten Oker und Uppen). Taxa in prozentualen Anteilen an der Gesamtfaua. Erläuterung der Kürzel siehe Abbildung 24.

Die Gesamtverteilung der einzelnen Taxa im unteren Zeitabschnitt des Kimmeridgiums von Norddeutschland zeigt eine Dominanz der halecomorphen Actinopterygier (im Mittel 67 %), bei denen es sich ausschließlich um piscivore Raubfische handelt. Die restlichen Actinopterygier sind insgesamt mit nur 20 % vertreten. Es fällt weiter auf, dass die Elasmobranchier, anders als im Oxfordium, im Kimmeridgium von Norddeutschland nur einen kleinen Anteil an der überlieferten Gesamtfaua ausmachen. Der mittlere prozentuale Anteil beträgt dabei 13 % an der Gesamtfaua. Das mittlere Knorpelfisch/Knochenfisch-Verhältnis beträgt 0,15. Die Elasmobranchier-Fauna beschränkt sich im Wesentlichen auf die beiden Rochen (Rajiformes) *Spathobatis* und *Belemnobatis* (BUCHWALD 1995) sowie einige wenige Arten von hybodontiformen Haifischen (DUFFIN & THIES 1997). Die anderen identifizierten Neoselachier (z. B. *Corysodon*, THIES & CANDONI 1998) sind immer nur mit einigen wenigen isolierten Zähnen vertreten und treten mengenmäßig überhaupt nicht in Erscheinung. Die Untersuchung der Placoidschuppen (THIES 1995) bestätigt diese Beobachtung.

Die Einzelbetrachtung der 6 Probenschichten aus dem unteren Zeitabschnitt zeigt (Abb. 25), dass die Fischfaunen von *Caturus* (fast 60 % in Oker 47) und den anderen halecomorphen Raubfischen (*Callopterus*, *Ionoscopis*) dominiert werden. Die Teleosteer-Taxa (*Sauropsis*,

Belonostomus und *Thrissops*), die sonst unter 5 % der Gesamtfaua ausmachen, haben in Schicht 49 einen Anteil von fast 15 %. Die durophagen Actinopterygier (*Lepidotes* und Pycnodontiden) haben im unteren Abschnitt des Kimmeridgiums nur einen mäßigen Anteil an der Gesamtfaua (Durophagen/Piscivoren-Verhältnisse von 0,15 bis 0,6). Ihr Anteil in den Probenschichten aus Uppen (3/2, 3/5 und 5/3) beträgt 8-18 %, in den Probenschichten aus Oker 4-10 %. Die durophagen Haie (Rajiformes) sind gut im unteren Abschnitt des Kimmeridgiums vertreten mit Anteilen von 6-19 %. Die vornehmlich semi-durophagen bzw. herbivoren Macrosemiiden (Kap. 5.2.3.) kommen nur auf Anteile an der Gesamtfaua von 2-6 %. Die unspezialisierten Raubfische der Gruppe Hybodontiformes bleiben im ganzen Verlauf des unteren Teils des Kimmeridgiums bei Werten von 1-3 %, lediglich in Oker 50 erreichen sie einen Anteil von fast 16 %. Die Haifische sind zwar insgesamt mit deutlich geringeren Anteilen vertreten als im Oxfordium (Korallenoolith), erholen sich aber mit ihrem Gesamtanteil zum Ende des unteren Kimmeridge (Oker 50) noch einmal signifikant mit einem Anteil von 36 % an der Fischfauna, was das Knorpelfisch/Knochenfisch-Verhältnis hier auf 0,55 hochschnellen lässt. Vielleicht ist dies ein Hinweis darauf, dass die allgemeinen Lebensbedingungen (Salinität, Nahrungsangebot) sich hier für einen gewissen Zeitraum normalisiert haben, um dann im oberen Abschnitt des Kimmeridgiums endgültig in nicht normalmarine Verhältnisse überzugehen.

Oberer Zeitabschnitt

Die Probenschichten 81, 84, 88 und 95 liegen im unteren bis mittleren Abschnitt des mittleren Kimmeridge, Probenschicht 120 im oberen Abschnitt des mittleren Kimmeridge und Schicht 153 schließlich im oberen Kimmeridge der Lokalität Oker (MUDROCH & THIES 1996).

Die in Kapitel 3.2.2. aufgelisteten Taxa verteilen sich in den 6 hier aufgeführten Probenschichten folgendermaßen auf die Gesamtheit der Zähne (n = 2693):

Lepidotes (32 %), Pycnodontiformes (*Macromesodon*, *Proscinetes*, *Coelodus*; insgesamt 10 %), Macrosemiidae (*Macrosemius*, *Notagogus*, *Histionotus*; insgesamt 14 %), *Ionoscopus* (11 %), *Callopterus* (7 %), *Caturus* (14 %), *Vidalamia?* (2 %), Teleosteer (*Sauropsis*, *Belonostomus*, *Thrissops*; insgesamt 5 %), Hybodontoidea (*Hybodus*, *Lissodus*, *Polyacrodus*; insgesamt 1 %), und Neoselachier (*Spathobatis*, *Belemnobatis*, u. a.; insgesamt 4 %).

Die Gesamtverteilung der einzelnen Taxa im oberen Zeitabschnitt des Kimmeridgiums von Norddeutschland zeigt eine Dominanz der durophagen Actinopterygier (im Mittel 42 %), bei denen es sich vornehmlich um das Taxon *Lepidotes* handelt. Die halecomorphen Actinopterygier sind insgesamt im Mittel mit nur 34 % vertreten. Die Macrosemiiden sind mit 14 % im Mittel deutlich besser vertreten als im unteren Abschnitt des Kimmeridgiums mit nur 4 %. Die Elasmobranchier sind im oberen Abschnitt des Kimmeridgiums von Norddeutschland nur noch mit einem Anteil von 5 % an der überlieferten Gesamtfaua vertreten. Das mittlere Verhältnis Knorpelfisch/Knochenfisch beträgt 0,05. Auch im oberen Abschnitt des Kimmeridgiums beschränkt sich die Elasmobranchier-Fauna im Wesentlichen auf die beiden Rochen (Rajiformes) *Spathobatis* und *Belemnobatis* (BUCHWALD 1995) sowie einige wenige Arten von hybodontiformen Haifischen (DUFFIN & THIES 1997). Die anderen Neoselachier sind auch im oberen Abschnitt lediglich Einzelfunde.

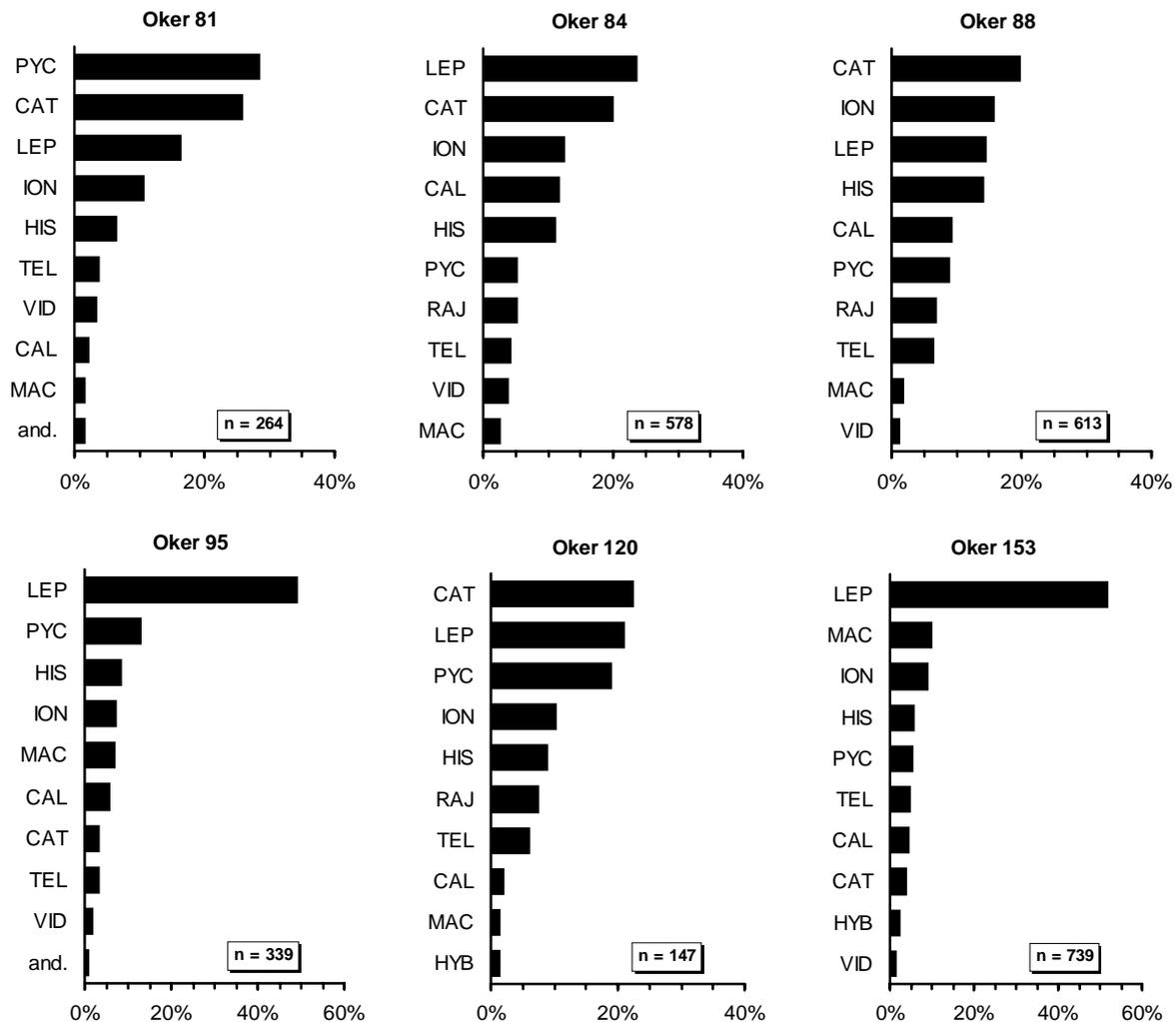


Abb. 26 Faunenzusammensetzung von 6 zahlreichen Schichten aus dem oberen Zeitabschnitt des Kimmeridgiums von Norddeutschland (Lokalität Oker). Taxa in prozentualen Anteilen an der Gesamtfaua. Erläuterung der Kürzel siehe Abbildung 24.

In der Einzelbetrachtung der 6 vorgestellten Probenschichten des oberen Zeitabschnitts des Kimmeridgiums (Abb. 26) zeigt sich, dass die durophagen Raubfische (*Lepidotes*, Pycnodonten und Rajiformes), die im unteren Abschnitt noch einen deutlich geringeren Anteil an der Gesamtfaua hatten (Durophagen/Piscivoren-Verhältnis im Mittel 0,3), nun im oberen Abschnitt einen deutlich höheren Anteil (Durophagen/Piscivoren-Verhältnisse von 0,6 bis 2,9) haben. Die höchsten Anteile an durophagen Actinopterygiern sind in Probenschicht Oker 95 im mittleren Kimmeridge mit 62 % und in Oker 153 im oberen Kimmeridge mit 59 % Anteil an der Gesamtfaua zu verzeichnen. Die halecomorphen Actinopterygier, die im unteren Abschnitt im Mittel noch 67 % der Gesamtfaua ausgemacht haben, erreichen jetzt nur noch Anteile unter 50 %. Die niedrigsten Anteile sind korrespondierend in Probenschicht Oker 95 im mittleren Kimmeridge mit 18 % und in Oker 153 im oberen Kimmeridge mit 19 % Anteil an der Gesamtfaua zu verzeichnen. Auch bei den dominanten Taxa (in Oker 81, 88 und 120 *Caturus*; in Oker 84, 95 und 153 *Lepidotes*) zeigt sich das Wechselspiel zwischen durophagen und piscivoren Fischen. Dies lässt darauf schließen, dass es vornehmlich der Faktor Nahrungsangebot ist, der die Zusammensetzung der Gesamtfaua steuert. Die vornehmlich semi-durophagen bzw. herbivoren Macrosemiiden (Kap. 5.2.3.) kommen im oberen Abschnitt des Kimmeridgiums auf

deutlichere Anteile an der Gesamtfaua mit bis zu 16 % (Oker 88 und 153). Die hybodontiformen Haie als unspezialisierte Raubfische bleiben im ganzen oberen Zeitabschnitt des Kimmeridgiums bei Werten unter 3 %. Die rajiformen Neoselachier (Rochen) sind nur in den Probenschichten Oker 84, 88 und 120 mit Anteilen von 5-8 % nennenswert vertreten, in den anderen drei Probenschichten liegen sie unter 1 % Anteil an der Gesamtfaua. Auch in den oberen Anschnitten des Kimmeridgiums sind die Anteile der Haifische deutlich geringer als sie es im Korallenoolith im Norddeutschen Oberjurabecken waren. Da sie noch niedriger als im unteren Zeitabschnitt sind, ist ein genereller Trend zur Verschlechterung der Randbedingungen (fortschreitende Verbrackung?) zu erkennen. Das leichte Aufkeimen der Rochen in einigen Schichten ist wohl eher auf wechselnde Nahrungsangebote zurückzuführen.

Schlussfolgerungen

Es zeigt sich resümierend, dass die Zusammensetzung der Fischfaunen im Kimmeridgium vornehmlich vom herrschenden Nahrungsangebot geregelt wurde, obwohl sich dabei auch eine zeitliche Entwicklung bemerkbar macht, da die durophagen Fische erst in den oberen Abschnitten des Kimmeridgiums mit den piscivoren Fischen gleichziehen bzw. diese sogar überholen können. Es steht zu vermuten, dass sich das Habitat der Fische im Verlauf des Kimmeridgiums in Norddeutschland dahingehend gewandelt hat, dass es ein reichhaltigeres Angebot an hartschaligen Invertebraten zur Verfügung stellen konnte, worauf die Durophagen (Kap. 5.2.2.) in der Lage waren, sich anteilmäßig besser gegen die allgegenwärtigen piscivoren Raubfische zu behaupten. Die Tatsache, dass nur so wenige Knorpelfische, und da auch nur ganz spezielle, mit ihnen assoziiert waren, hat seine Gründe wohl eher in wechselnden Paläomilieubedingungen, wie Wassertiefe, Salzgehalt, oder Temperatur, an die sich wohl nur ganz bestimmte Knorpelfischarten anpassen konnten. Dass hierbei anteilmäßig die durophagen Neoselachier (Rajiformes) im Vordergrund stehen, belegt die Verzahnung der beiden Faktoren Nahrungsangebot und Salinität als Ursachen für die Zusammensetzung der Fischfaunen des norddeutschen Kimmeridgiums.

5.1.2.3. *Tithonium*

Für das Tithonium sind Aussagen über die Zusammensetzung der Fischfaunen noch sehr vorläufig, da erst sehr wenige Schichten mit einer signifikanten Menge an systematisierbaren Fischzähnen geborgen werden konnten. Es handelt sich um 7 Horizonte, wobei 6 aus den *Gigas*-Schichten der Lokalitäten Holzen und Varrigsen und eine aus dem Münder Mergel von Thüste stammt. Die Anforderung bezüglich der Gesamtzahl der Zähne und ihrer Fragmentation bzw. Abrollung, wie sie auch auf die Probenschichten des Kimmeridgiums angewendet wurde, wird nur von 4 Proben erfüllt: Holzen II P3, Varrigsen B. 8 und 12 und Thüste PX. Da sich aber starke Lösungsspuren an den Zähnen aus Varrigsen B. 8 erkennen lassen (eventuell durch die Aufbereitung mit Essigsäure) und deswegen die Gefahr besteht, dass bestimmte Teile der Fauna durch selektive Lösung verschwunden sind, wurden für die Darstellung der Fischfaunen der *Gigas*-Schichten hier nur die zwei Proben Holzen II P3 und Varrigsen B. 12 ausgewählt und mit der Fauna der Probe Thüste PX aus den Münder Mergeln verglichen. Die Proben aus dem Eimbeckhäuser Plattenkalk haben wie oben bereits erwähnt (Kap. 3.2.3.2.) noch keine auswertbaren Mengen an Fischzähnen erbracht. Auch ist die Berechnung einer mittleren Zusammensetzung für die Faunen dieses Zeitbereichs aufgrund der zeitlichen und räumlichen Lücken noch wenig aussagekräftig.

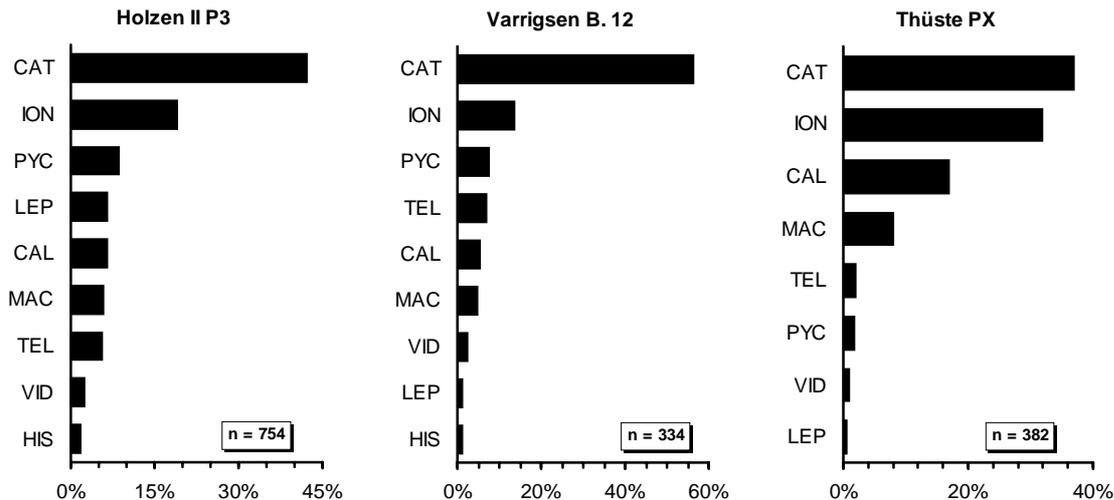


Abb. 27 Faunenzusammensetzung von drei Probenschichten aus dem norddeutschen Tithonium (Lokalitäten Holzen II, Varrigsen und Thüste). Die Proben Holzen II P3 und Varrigsen B. 12 sind aus den Gigas-Schichten, joG, die Probe Thüste PX aus dem Münder Mergel, joM. Taxa in prozentualen Anteilen an der Gesamtfaua. Erläuterung der Kürzel siehe Abbildung 24.

Schaut man sich die Zusammensetzung der Fischfauna in den drei ausgewählten Probenschichten (Holzen II P3, Varrigsen B. 12 und Thüste PX) einzeln an (Abb. 27), so fällt sofort auf, dass die Verteilungsmuster in den beiden Proben aus den *Gigas*-Schichten nahezu identisch sind. Das deutet darauf hin, dass zu dieser Zeit im Norddeutschen Becken an unterschiedlichen Orten recht ähnliche Lebensverhältnisse geherrscht haben müssen. In allen drei Proben ist *Caturus* das dominante Taxon (37-56%). Ihm folgt *Ionoscopus* mit Anteilen von 14-32% an der Gesamtfaua. In den beiden Proben aus den *Gigas*-Schichten sind die Pycnodontiformes (überwiegend *Macromesodon* und *Coelodus*, aber auch *Proscinetes* und *Gyrodus*) mit Anteilen von 9 bzw. 7% das dritthäufigste Taxon. Dies dürfte seine Ursache im Nahrungsangebot haben, wie übrigens auch die leichten Unterschiede in der Zusammensetzung der beiden Proben aus den *Gigas*-Schichten. In der Probe aus dem Münder Mergel ist das dritthäufigste Taxon *Callopterus* mit 17%. Damit ist diese Fauna noch stärker von den amiaverwandten Fischen (Halecomorphi) geprägt (87%) als die anderen beiden Faunen des Tithoniums (70 bzw. 78%) und damit klar von piscivoren Raubfischen (Kap. 5.2.1.) dominiert. Dies und die Tatsache, dass Haifische praktisch nicht in diesen Faunen vertreten sind (ca. 1%), deutet darauf hin, dass hier im Tithonium für sie sehr ungünstige Randbedingungen in den Habitaten geherrscht haben müssen. Eine alternative Deutung wäre noch, dass es im Tithonium schon so viele zahnlose planktivore Fische (überwiegend kleine Teleosteer; Kap. 5.2.4.) als Beutefische für die piscivoren Räuber im Norddeutschen Becken gegeben hat, dass die mit ihnen zusammen in den Habitaten vorkommenden bezahnten Taxa in ihrer Verbreitung stark zurückgedrängt worden sind. Dies lässt sich aber nur anhand von Mikrovertebratenresten nicht verifizieren, denn die Wirbelkörper von Actinopterygiern, die immer auch in den Mikrovertebratenresten gefunden werden, sind bei weitem nicht so häufig wie die Fischzähne und taxonomisch auch schwieriger zuzuordnen. Alles in allem sind die hier ausgewerteten Fischfaunen aus dem Tithonium von Norddeutschland noch nicht abschließend zu bewerten, es zeigen sich aber deutliche Unterschiede zu denen des Oxfordiums, die Faunenzusammensetzungen aus euhalinen Milieus repräsentieren (Abb. 28) und Unterschiede zu denen des Kimmeridgiums, die Faunen eines nicht-normalmarinen Milieus mit Tendenzen einer fortschreitenden Verbrackung repräsentieren (Abb. 29).

Oxfordium ND

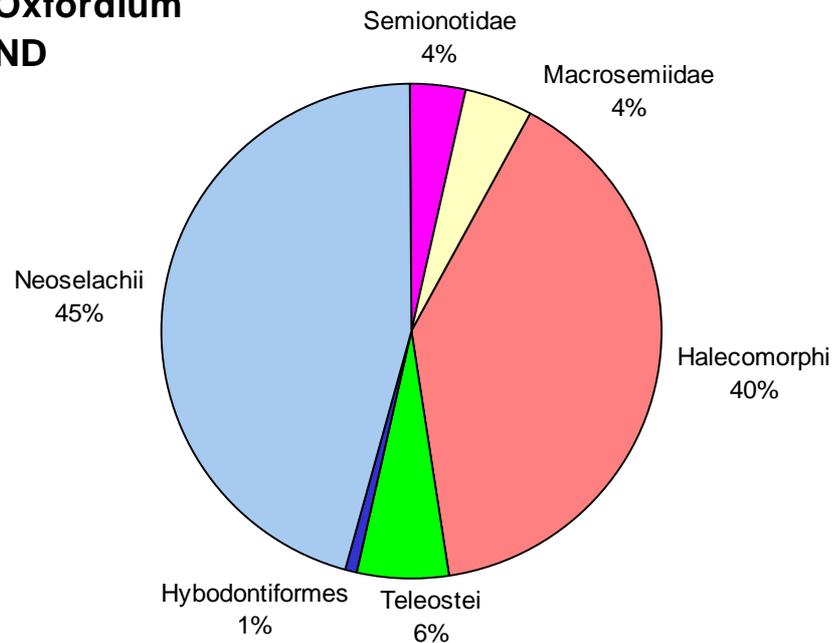


Abb. 28 Mittlere Zusammensetzung der Fischfaunen des norddeutschen Oxfordiums ($n = 794$), ermittelt anhand der drei ausgewerteten Probenschichten der Lokalitäten Dielmissen, Hirschkopf und Hainholz. Erläuterung der Taxa siehe Kapitel 3.2. ND = Norddeutschland.

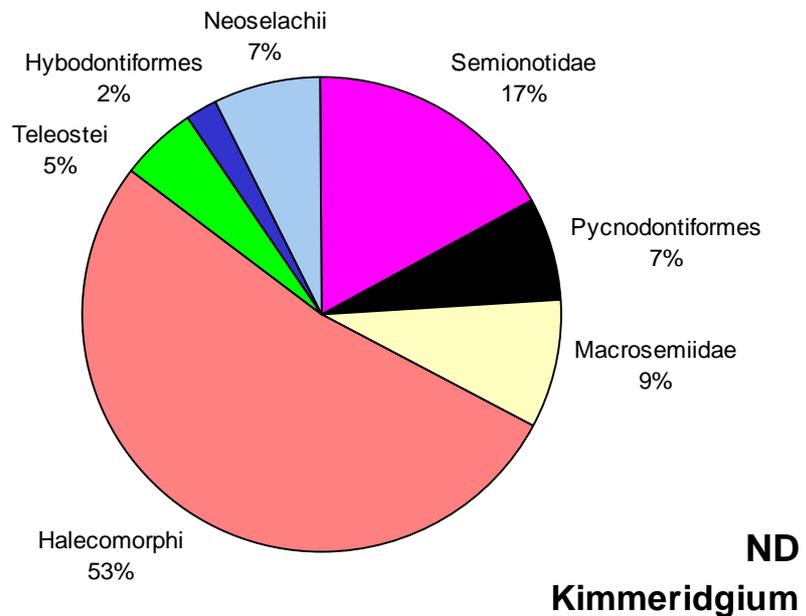


Abb. 29 Mittlere Zusammensetzung der Fischfaunen des norddeutschen Kimmeridgiums ($n = 5992$), ermittelt anhand der 12 vorgestellten Probenschichten aus den Lokalitäten Uppen und Oker. Erläuterung der Taxa siehe Kapitel 3.2. ND = Norddeutschland.

5.1.3. Fischfaunen im Oberjura des Boulonnais

5.1.3.1. Euhaline Fischfaunen des Boulonnais

Von den geborgenen Mikrovertebratenvergesellschaftungen der Lokalität Boulogne zeigen nur die Taphozönosen aus dem Kimmeridgium ein Spektrum an überwiegend parautochthonen Elementen, da sie auf dem flacheren Schelf in der unmittelbaren Nähe der Lebensräume der Fische abgelagert wurden (PROUST et al. 1995). Im Tithonium, mit Einsetzen der Schwarzschieferablagerungen im Profil, vertieft sich der Sedimentationsraum und führt zu einer Akkumulation von Mikrovertebraten, die aus verschiedensten, z. T. weiter entfernt auf dem flachen Schelf befindlichen Habitaten stammen. Abgesehen von Probenschichten, bei denen eine unabschätzbare zeitliche Kondensation zu veranschlagen ist (ACH 1 und ACH 3), führt die starke Vermischung von parautochthonen und allochthonen Faunenelementen zu Taphozönosen, bei denen eine Analyse der Faunenzusammensetzung nicht mehr sinnvoll ist, da sie nicht mit den faunistischen Ergebnissen der Probenschichten aus Norddeutschland vergleichbar sind. Es wird deshalb an dieser Stelle darauf verzichtet diese darzustellen. Die hier nicht berücksichtigten Probenschichten aus Boulogne beinhalten insgesamt noch einmal schätzungsweise 7000 systematisierbare Fischzähne. Die Kriterien, die in Kapitel 5.1.2.2. für die Auswahl der statistisch auswertbaren Faunen des norddeutschen Kimmeridgiums aufgestellt wurden, sind auch hier zu beachten. Deshalb sind fünf zahnreiche (>100 Ex.) Probenschichten (AMW 1, CMW 3, CMW 4, CMW 6, ACH 2), die einen zeitlichen Rahmen von der *mutabilis*- bis zur *autissiodorensis*-Zone spannen (PROUST et al. 1995), für die Darstellung ausgewählt worden.

Die mittlere Zusammensetzung dieser 5 Schichten ($n = 1536$) zeigt folgende Werte (Abb. 31):

Lepidotes (3 %), Pycnodontiformes (*Macromesodon*, *Proscinetes*, *Coelodus*; insgesamt 5 %), Macrosemiidae (*Macrosemius*, *Notagogus*, *Histionotus*; 4 %), *Ionoscopus* (7 %), *Callopterus* (4 %), *Caturus* (33 %), Teleosteer (*Sauropsis*, *Belonostomus*, *Thrissops*; insgesamt 2 %), Hybodontoida (*Hybodus*, *Polyacrodus*, *Lissodus*; insgesamt 27 %) und die Neoselachier (überwiegend Rajiformes, d. h. *Spathobatis* und *Belemnobatis*, untergeordnet *Sphenodus*, 'Synchodus', *Protospinax*, Squatinidae, *Heterodontus*, Orectolobiformes, *Palaeoscyllium*; insgesamt 16 %).

Diese Werte, insbesondere der hohe Anteil an Elasmobranchiern, belegen, dass es sich um euhaline Faunenzusammensetzungen handelt, da wir mit einem Anteil der Knorpelfische von ca. 43 % an der Gesamtfaua ähnliche Werte haben wie für das Oxfordium in Norddeutschland, wo die Euhalinität durch die Korallenführung (BERTLING 1993) unbestritten ist. Ein wesentlicher Unterschied ist allerdings, dass hier die hybodontiformen Haie einen viel größeren Anteil (27 %) haben, was vermutlich an den Unterschieden der Habitats liegt, die in den norddeutschen Schichten deutlich riffbezogener sind. Das Knorpelfisch/Knochenfisch-Verhältnis schwankt in den 5 Proben zwischen 0,4 und 1,3 bei einem Mittelwert von 0,8. Diese Werte und die vorhandene Diversität der Knorpelfische in diesen Faunen markieren deutlich die Unterschiede zum Kimmeridgium im Norddeutschen Becken, das unter diesem Aspekt nur als nicht-normalmarine Faunenassoziation bezeichnet werden kann. Auch die Verteilung der Actinopterygier in dieser gemittelten Gesamtzusammensetzung (Abb. 31) der betrachteten euhalinen Probenschichten zeigt erhebliche Parallelen zu der generalisierten Zusammensetzung der Schichten des norddeutschen Oxfordiums (Abb. 28). Allerdings ist hier der piscivore Raubfisch *Caturus* der dominante Vertreter der Halecomorphi (33 %), während dort alle in etwa gleich stark vertreten sind.

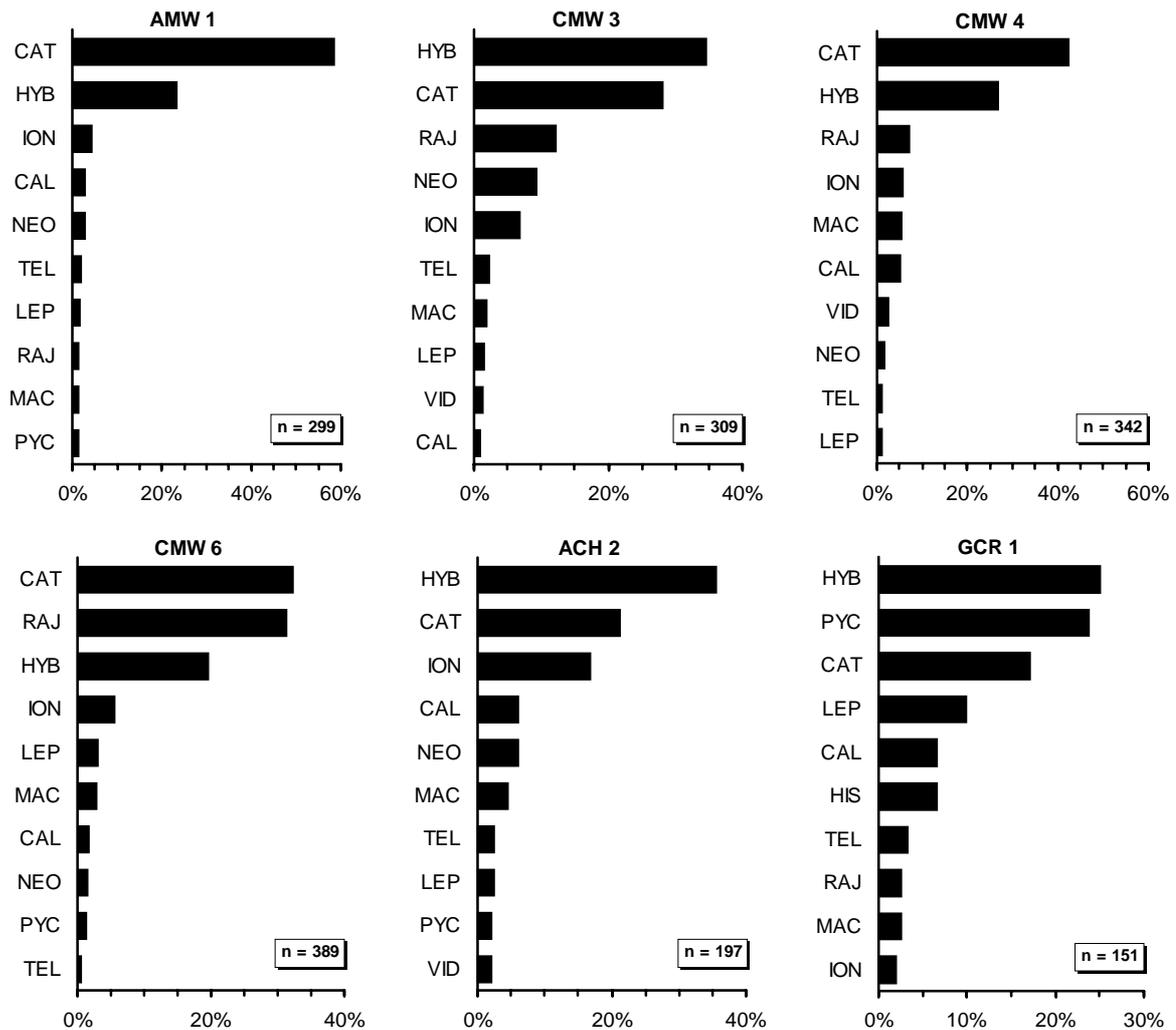


Abb. 30 Faunenzusammensetzung von 6 Probenschichten der Lokalität Boulogne. Die Proben AMW 1, CMW 3, 4, 6 und ACH 2 repräsentieren Faunen aus euhalinen Milieus des Kimmeridgiums. Die Probe GCR 1 stammt aus den estuarinen Schichten der Grès de la Crèche (Untertithonium). Taxa in prozentualen Anteilen an der Gesamtfaua. Erläuterung der Kürzel siehe Abbildung 24 (NEO - Neoselachii excl. Rajiformes).

Betrachtet man die Faunenzusammensetzungen in den 5 Probenschichten einzeln (Abb. 30), so fällt die weitgehende Konstanz auf. Bis auf Wechsel in der Dominanz zwischen *Caturus* und den hybodontiformen Haien (im Wesentlichen *Polyacrodus*) und auf den Rängen drei und vier zwischen dem Taxon Rajiformes und dem Taxon *Ionoscopus* gleichen sich die Muster sehr. Die geringen zeitlichen Veränderungen sind sicherlich darauf zurückzuführen, dass sich der Lebensraum über die Zeit nur geringfügig geändert hat. Dass die dominanten Taxa im wesentlichen piscivore bzw. unspezialisierte Raubfische darstellen, lässt sich damit erklären, dass für eine vollständige Abbildung der Fauna hier noch die zahnlosen planktivoren Fische (Kap. 5.2.4.) fehlen, die ohne Zweifel in diesem normalmarinen Lebensraum vorhanden waren. Die durophagen Raubfische (Kap. 5.2.2.) nehmen in den Probenschichten bis auf CMW 6 nur eine untergeordnete Rolle ein, dort allerdings haben die Rajiformes mit 32 % einen recht großen Anteil an der Fauna. Auffallend ist auch, dass anders als im norddeutschen Oxfordium hier die restlichen Neoselachier nur in so geringen Anteilen vertreten sind. Dieses findet sich so eher im norddeutschen Kimmeridgium wieder, allerdings nicht mit den absoluten Zahlen.

Euhaline Faunen

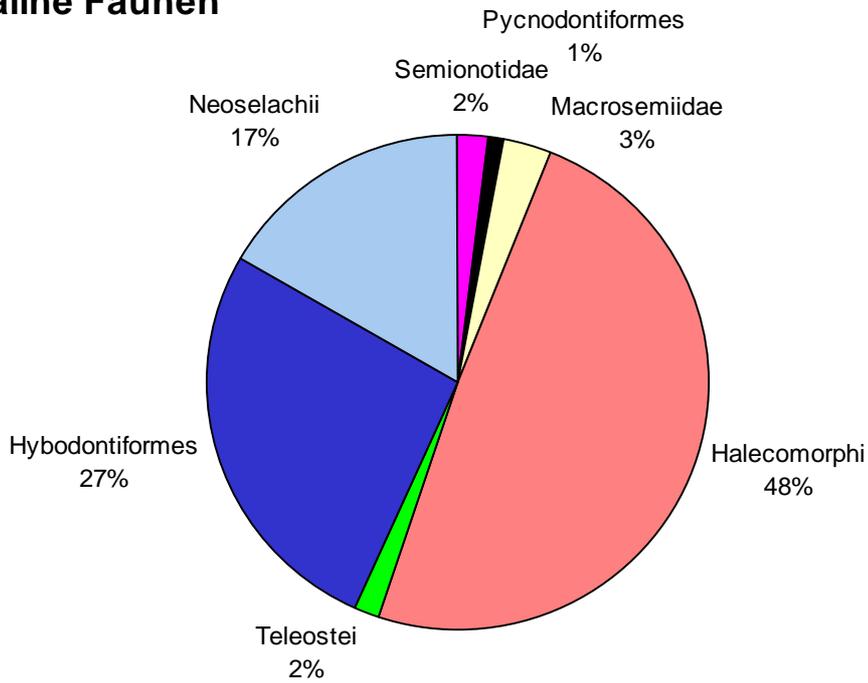


Abb. 31 Mittlere Zusammensetzung der euhalinen Fischfaunen der Lokalität Boulogne (n = 1536), Kimmeridgium. Erläuterung der Taxa siehe Kap. 3.2.

GCR 1

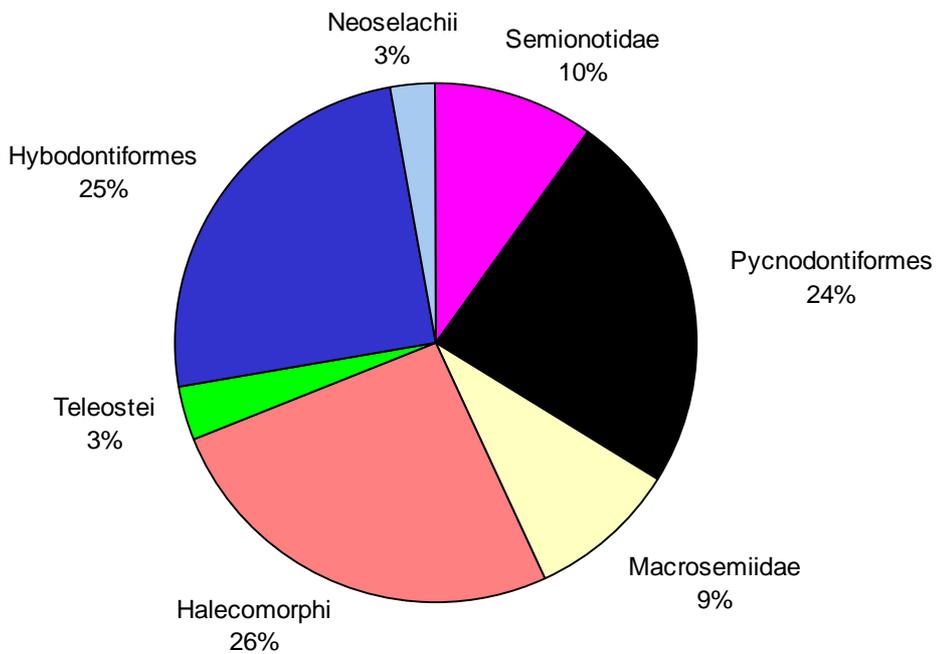


Abb. 32 Mittlere Zusammensetzung der Brackwasser-Fischfauna der Grès de la Crèche (GCR 1) (n = 151), Tithonium, *Gigas*-Schichten. Erläuterung der Taxa siehe Kap. 3.2.

5.1.3.2. Brackwasserfauna der Grès de la Crèche

Die Fauna der estuarinen Schicht aus den Grès de la Crèche (GCR 1) wird nur der Vollständigkeit halber kurz erwähnt. Zeitlich ist diese Probenschicht (*elegans*- bzw. *scitulus*-Zone, PROUST et al. 1995) mit den norddeutschen *Gigas*-Schichten zu parallelisieren. An der Zusammensetzung dieser Fauna ($n = 151$) fällt auf (Abb. 30, 32), dass neben den hybodontiformen Haien (25 %) auch die pycnodontiformen Actinopterygier einen recht großen Anteil (24 %) an der Gesamtfaua aufweisen. Erst dann folgt das Taxon *Caturus* mit einem Anteil von 17 %. Das Taxon *Lepidotes* (durophager Raubfisch, Kap. 5.2.2.) weist immerhin noch einen Wert von 10 % auf, womit der Anteil der durophagen Actinopterygier insgesamt 34 % an der Gesamtfaua ausmacht. Die Neoselachier sind hier nur durch die Rochen (Rajiformes) vertreten, die es neben ihrer Spezialisierung auf hartschalige Nahrung auch fertiggebracht haben, sich an reduzierte Salinitäten anzupassen. Das Durophagen/Piscivoren-Verhältnis, das in den Schichten aus dem euhalinen Milieu im Mittel 0,3 beträgt, weist hier einen Wert von 1,25 auf. Dies alles und die Tatsache, dass das Taxon *Histionotus* (herbivorer Fisch, Kap. 5.2.3.) mit immerhin 7 % an der Fauna beteiligt ist, sprechen für eine Veränderung des Nahrungsangebotes bei reduzierten Salinitäten. Die Zusammensetzung dieser Fauna ähnelt den Faunen im mittleren Kimmeridge der Lokalität Oker (Oker 120, Abb. 27) mit dem einen Unterschied, dass dort die Hybodonten nur sehr geringe Anteile (<5 %) aufweisen.

5.2. Ernährungsweisen

5.2.1. Lebens- und Ernährungsweise von Fischen im Oberjura

5.2.1.1. Piscivore Fische

Zuerst muss hier aufgrund ihrer Bedeutung die Gattung *Caturus* genannt werden, deren Arten (20-150 cm lang) allesamt schnelle Schwimmer waren, die sich in der Nähe von Schwärmen kleinerer Fische aufgehalten haben (VIOHL 1987). Sie sind in ihrem Verhalten mit den heutigen Makrelen (Scombridae) zu vergleichen, die als schnelle epipelagische Raubfische Jagd auf Schwarmfische wie Heringe oder Sprotten machen. Gleiches gilt für die Arten von *Vidalamia*. Die Arten der Gattung *Ionoscopus* gelten aufgrund des Körperbaus als langsame Schwimmer mit der Fähigkeit zu kurzzeitigen schnellen Sprints. Als Bewohner von Korallenriffen (Oxfordium in Norddeutschland) haben sie auf vorbeischwimmende Beute gelauert, die dann ähnlich wie bei heutigen Zackenbarschen (Serranidae) durch schnelles Zustoßen (Stoßräuber) überrascht wurde (VIOHL 1987). Für die Arten der Gattung *Callopterus*, die ähnlich wie die der Gattung *Ionoscopus* gebaut waren, gilt vermutlich Ähnliches. Bei den Arten von *Belonostomus* (20-50 cm lang) und *Aspidorhynchus* (30-70 cm lang) handelt es sich um Stoßräuber vom „Hornhecht-Typ“, was durch ihren Habitus und die ausgeprägte Bezahnung belegt wird. Sie besitzen einen lang gestreckten Körper mit einer durch ein Rostrum und ein langes Prädentale verlängerten Schnauze. In Aussehen und Flossenstellung gleichen sie den rezenten Hornhechten (Belonidae). Die rezenten Hornhechte sind Fischräuber, die sich in den oberen Wasserschichten in der Nähe von Fischschwärmen aufhalten und sich aus einer ruhenden Position plötzlich mit großer Geschwindigkeit auf ihre Beute stürzen, Ähnliches darf man auch für die Arten der beiden Aspidorynchiden-Gattungen annehmen. Die Arten der Gattung *Thrissops* (15-50 cm lang) haben eine makrelenähnliche Gestalt, was darauf hindeutet, dass sie schnell schwimmende Jäger waren, die sich von Fischen ernährten, wie erhaltene Mageninhalte belegen (VIOHL 1987). Der längere untere Schwanzflossenlappen und die schräg nach oben gerichtete Maulspalte lassen vermuten,

dass *Thrissops* die obersten Wasserschichten abjagte und seine Beute von unten her schnappte, wie dies rezente, zooplanktivore Heringe tun. [MUDROCH & THIES 1996]

Einige jurassische Haifischarten waren vornehmlich piscivor, obwohl man sie ähnlich heutigen Haien besser als unspezialisierte Allesfresser (Omnivoren) charakterisieren sollte. Hervorheben muss man aber die Arten der Gattungen *Sphenodus* und 'Synechodus' (beide Synechodontiformes, sensu DUFFIN & WARD 1993) und Arten der Gattung *Squatina* (syn. *Pseudorhina*), die vermutlich direkt mit dem rezenten Meerengel (*Squatina squatina*) verwandt sind. Auch die Vertreter der Gattung *Hybodus* waren vermutlich als jagende Räuber hinter anderen Wirbeltieren her. [THIES & REIF 1985]

5.2.1.2. *Durophage Fische*

Einige Arten der Gattung *Lepidotes* (bis 180 cm lang) im Oberjura sind schwerfällig gebaute Fische mit überwiegend durophager Ernährungsweise. In ihrer Ernährungsweise ähneln sie am ehesten noch den rezenten Seewölfen (Anarrhichidae), die in den kalten und gemäßigten Meeren der Nordhalbkugel auf die Jagd nach Seeigeln und anderen Schalen tragenden Invertebraten gehen. Körperform und Bezahnung von *Lepidotes* weisen den Fischen dieser Gattung einen bodennahen Lebensraum im Eulitoral zu, der reich an Epibenthos ist (BÖSS 1982). Bei den Arten der einzelnen Gattungen der Ordnung Pycnodontiformes (*Macromesodon*, *Proscinetes*, *Coelodus*, *Gyrodus*) handelt es sich um stark spezialisierte Fische (je nach Art 10-80 cm lang), die exzellent an einen stark strukturierten Lebensraum, wie z. B. ein Riff, angepasst waren. Ihr hochrückiger Körperbau und die Flexibilität ihres Skelettes macht sie zu langsamen, aber manövrierfähigen Schwimmern, die sich ähnlich heutigen Drückerfischen (Balistidae) oder Doktorfischen (Acanthuridae) mit Anal-, Rücken- oder Brustflossen fortbewegten. Die Art der Bezahnung lässt auf eine Ernährungsweise schließen, wie sie heutige Meerbrassen (Sparidae), die einige Gattungen mit durophagen Vertretern beinhalten, bzw. die durophagen Lippfische (Labridae) aufweisen. Ihr mit meißelartigen Beiß- und stumpfen Quetschzähnen bestücktes Gebiss erschloss ihnen eine reiche Nahrungspalette an mit Hartteilen versehenen Invertebraten, wie z. B. lithistide Schwämme, koloniebildende Korallen, Krustazeen, Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Bryozoen und Echinodermaten. Einige Arten waren vermutlich eng auf ein bestimmtes Nahrungsangebot beschränkt (KRIWET 1999b), um interspezifische Konkurrenz zu vermeiden. [MUDROCH & THIES 1996]

Einige der Elasmobranchier, die im Oberjura von Nordwesteuropa identifiziert wurden, leben überwiegend oder während spätontogenetischer Phasen (*Asteracanthus*, *Heterodontus*, Protopspinacidae, alle Rajiformes) von hartschaligen Organismen. Sie weisen typische Bezahnungen auf, die an das Aufknacken bzw. Zermahlen hartschaliger Nahrung angepasst sind. [THIES & REIF 1985]

5.2.1.3. *Semi-durophage bzw. herbivore Fische*

Die Arten der Macrosemiiden-Gattungen *Macrosemius*, *Notagodus* und *Histionotus* (5-25 cm lang) sind als langsame, aber sehr wendige Schwimmer beschrieben, die aufgrund ihres Gebisses und ihrer Maulform Algen, Detritus und wenig gepanzerte oder schalenlose Beutetiere, wie z. B. kleine Krustazeen oder Würmer, gefressen haben sollen (BARTRAM 1977). Die stumpfmeißelförmigen Zähne von *Histionotus* deuten auf eine eher herbivore Ernährung hin. Bei einigen rezenten *Haplochromis*-Arten aus dem Victoria-See haben sich aufgrund ihrer herbivoren Ernährungsweise meißel- oder spatelartiger Zähne ausgebildet. Eine ähnliche

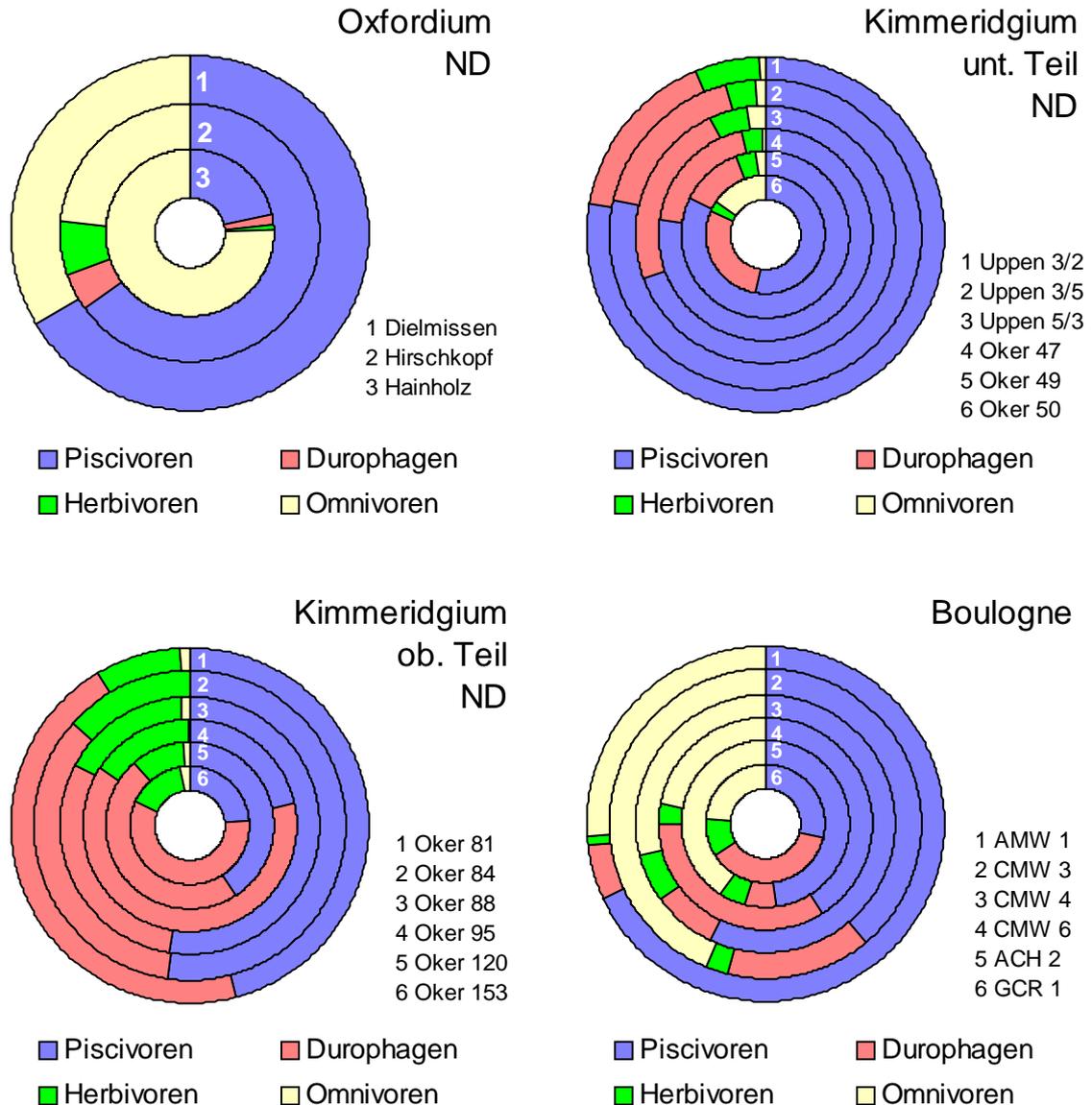


Abb. 33 Zusammensetzung der analysierten Fischfaunen aus dem Oberjura von Norddeutschland und Boulogne. ND = Norddeutschland. Erläuterung der trophischen Kategorien siehe Kap. 5.2.1. Omnivoren = unspezialisierte Haie.

Lebensweise verfolgen auch heutige Riffbarsche (Pomacentridae). Vielleicht haben die Macrosemiiden auch ähnlich heutigen Anemonenfischen (Pomacentridae: *Amphiprion*) mit skelettlosen Anthozoen (Aktinien) zusammengelebt. [MUDROCH & THIES 1996]

5.2.1.4. Planktivore Fische

Unter den rezenten Phyto- und Zooplanktivoren spielen die Heringsfische (Clupeiformes) eine bedeutende Rolle, bei denen sich in Anpassung an die Ernährung die Kieferbezahnung stark zurückgebildet hat. Im Oberjura wird diese Gruppe von Fischen überwiegend von basalen Teleosteen gebildet. Kleine Teleosteer wie *Tharsis* und *Leptolepides* sind aus den tithoniumzeitlichen Plattenkalken von Solnhofen als sehr zahlreich auftretende planktivore Schwarmfische bekannt und wurden wiederholt als Mageninhalte in größeren Raubfischen wie *Caturus* oder *Thrissops subovatus* gefunden (VIOHL 1987). Da bei den meisten kleinen Teleosteen die

Kieferbezahnung sehr stark reduziert ist, lassen sie sich durch Zähne in Mikrovertebratenassoziationen nicht nachweisen. Die Zuordnung von isolierten Wirbeln ist zwar nicht auf dem taxonomischen Niveau durchführbar wie für Zähne, es sind aber in den bearbeiteten Assoziationen immer wieder große Mengen Teleosteer-Wirbel festzustellen. Durch ihr zahlenmäßig großes Auftreten bilden diese Schwarmfische die Nahrungsgrundlage für viele größere piscivore Raubfische. Dies darf analog auch für die Fischfaunen des Oberjuras angenommen werden. [MUDROCH & THIES 1996]

5.2.1.5. Unspezialisierte Fische

Zu dieser Gruppe von Fischen lassen sich vornehmlich Haifische zuordnen, die keine deutliche Spezialisierung der Dentition aufweisen und daher ein ziemlich breites Nahrungsangebot nutzen konnten (der Terminus Omnivoren ist nicht ganz zutreffend, da es sich im Wesentlichen um Karnivoren gehandelt haben dürfte), ähnlich wie das z. B. heutige Lamniden oder Sphyrniden tun. Im Oberjura müssen die orectolobiformen Haie (z. B. *Phorcynis*) und die meisten Vertreter der Hybodontoida (z. B. *Polyacrodus*, *Lissodus*) genannt werden. [THIES & REIF 1985]

5.2.2. Ernährungsweisen der Fische in den analysierten Faunen

Für die analysierten Faunen aus dem Oberjura von Norddeutschland und Boulogne wurden die in Kapitel 5.2.1. vorgestellten trophischen Kategorien in ihrer Verteilung auf die Gesamtfaua dargestellt (Abb. 33). Hierbei zeigt sich, dass die Verteilungsmuster, je nach Probengebiet (= Paläohabitat-Provinz) und Zeitabschnitt, deutliche Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten erkennen lassen. So sind z. B. die Faunen aus dem euhalinen Milieu (Oxfordium, Norddeutschland und Boulogne (Probenschichten AMW 1, CMW 3, CMW 4, CMW 6, ACH 2) durch einen hohen Anteil von unspezialisierten Taxa („Omnivoren“) gekennzeichnet, wobei es sich ausschließlich um Haie handelt. Es dominieren dort überwiegend die piscivoren Fische. Verschieden ist allerdings die unterschiedliche Präsenz von Durophagen, was seine Ursache in der teilweise recht großen Anzahl von rajiformen Neoselachiern (Rochen) in den Schichten von Boulogne hat. Die beiden Zeitabschnitte des Kimmeridgiums in Norddeutschland weisen keine oder nur sehr geringe Anteile von unspezialisierten Taxa („Omnivoren“) auf, da dort außer den durophagen Rochen verhältnismäßig wenig andere Elasmobranchier auftreten. Die Piscivoren dominieren zwar auch hier zumeist, in einigen Schichten des oberen Zeitabschnitts treten sie jedoch hinter die Durophagen an die zweite Stelle zurück. Die wesentlichen Unterschiede zwischen den beiden Zeitabschnitten sind der höhere Anteil von Herbivoren (überwiegend *Histionotus*) und der generell höhere Anteil von Durophagen im oberen Zeitabschnitt, der mit dem mittleren und oberen Kimmeridge in der Lokalität Oker gleichzusetzen ist. Die Probenschicht GCR 1 aus Boulogne, die als Brackwasserfauna zu gelten hat, zeigt die größten Ähnlichkeiten mit den Faunen des oberen Zeitabschnitts im norddeutschen Kimmeridgium, obwohl sie prozentual mehr hybodontiforme Haie („Omnivoren“) aufweist. Nur diese kurze Analyse zeigt schon, dass der Faktor Nahrungsangebot einen großen Einfluss auf die überlieferte Zusammensetzung der Fischfaunen im nordeuropäischen Oberjura gehabt haben muss. Inwieweit auch Salinitätsänderungen und -schwankungen die Faunenzusammensetzung einer Probenschicht beeinflusst haben, muss in den weiteren Kapiteln diskutiert werden. Der hier nicht erfassbare Anteil von planktivoren Fischen (diese Taxa sind zumeist zahnlos) ist in dieser Gegenüberstellung (Abb. 33) ein systematischer Fehler für alle Probenschichten und hat somit keinen Einfluss auf die hier getroffenen Feststellungen.

5.3. Paläosalinität

5.3.1. Faunistische Salinitätsindikationen

5.3.1.1. Faunenzusammensetzungen

Mit den faunistischen Analysen der Mikrovertebratenassoziationen ließen sich zwar die trophischen Strukturen (Ernährungsweise der Fische) in den untersuchten Paläohabitaten darstellen. Dies hat gezeigt, dass die meisten Änderungen in der Zusammensetzung von Fischfaunen aus verschiedenen Probenschichten vermutlich eng korreliert sind mit wechselnden Nahrungsangeboten. Aussagen zur Paläosalinität der Fischhabitate sind aber anhand dieser faunistischen Analysen deutlich komplizierter. Versuche sich dieser Fragestellung zu nähern sind für Teile dieser Fischfaunen bereits publiziert worden (MUDROCH 1993, MUDROCH & THIES 1996, THIES & MUDROCH 1996). Dort wurden zuerst, anhand der bekannten Verbreitungsgebiete und der dortigen angenommenen hydrologischen Verhältnisse, euryhaline Taxa (Fische mit großen Salinitätstoleranzen) und stenohaline Taxa (nur im euhalinen marinen Milieu lebend) definiert und miteinander in Beziehung gesetzt. Schwankungen dieses Verhältnisses, das man auch als Indexzahl beschreiben könnte, wurden mit Schwankungen in der Paläosalinität eines Habitats korreliert. Ob dies wirklich zutrifft ist, aber nicht wirklich belegbar.

Wenn man unter diesen Gesichtspunkten die unterschiedlichen hier betrachteten Faunen analysiert, dann lässt sich konstatieren, dass der Anteil an Knorpelfischen in den euhalinen Fischfaunen von Boulogne und denen des norddeutschen Oxfordiums erheblich höher und diese auch erheblich artenreicher sind, als das bei den Fischfaunen aus dem norddeutschen Kimmeridgium und Tithonium und der Fauna der Probe GCR 1 aus Boulogne der Fall ist. Anders ausgedrückt, einhergehend mit einer geringen Artenzahl vor allem bei den Knorpelfischen ist das zahlenmäßige Verhältnis zwischen Knorpel- und Knochenfischen (mittlerer Indexwert bei 0,06 und wenig schwankend) in den Fischfaunen des Kimmeridgiums und Tithoniums im Norddeutschen Becken sehr unausgeglichen. Dagegen in den vollmarinen Schichten der Lokalität Boulogne (mittlerer Indexwert bei 0,8 und zwischen 0,4 und 1,3 schwankend) und im Oxfordium von Norddeutschland (mittlerer Indexwert bei 0,7 und wenig schwankend) sind die Zahlenverhältnisse zwischen diesen beiden Gruppen um den Faktor 10 höher und damit fast ausgeglichen. Die Implikationen für das Paläomilieu (in erster Linie Salinität) der fossilen Habitate liegen nahe, sind aber nur qualitativ abschätzbar, da auch Rezent-Vergleiche nur sehr eingeschränkt möglich sind.

Um zumindest einen gewissen Diskussionsansatz zu erhalten, wurde aus den Büchern von JOBLING (1995), MCDOWALL (1988) und WOOTTON (1990), die unterschiedliche Aspekte der Biologie und Ökologie von heutigen Fischen betrachten, ein Exzerpt herausgefiltert, das für die Beziehung zwischen Zusammensetzungen von Fischfaunen und Salinität der Habitate relevant ist. Es zeigt sich also, dass die Gruppe der Actinopterygier im Laufe ihrer langen Evolution dank einer leistungsfähigen Physiologie, die besonders die Osmoregulation in Wasser mit stark unterschiedlichem Salzgehalt ermöglicht, viele für das Leben im Süßwasser adaptierte Formen entwickelt hat. Man findet sie in fast allen aquatischen Lebensräumen mit einer gewissen Vielfalt an Formen, wobei die Individuenzahlen in erster Linie von der Menge des zur Verfügung stehenden Nahrungsangebots limitiert werden. Es finden sich auch für schwieriger zu besiedelnde salinare Mischhabitate, wie die brackisch-estuarinen Übergangsbereiche und die hypersalinen Milieus immer noch speziell angepasste Formen und salinitätstolerante (euryhaline) Wanderer aus den benachbarten Vollmilieus, die häufig sogar mit beachtlicher

Individuenzahl aufwarten können. Die Haifische sind in ihrer Mehrzahl ausschließlich an ein Leben im euhalinen, meist hochmarinen, Milieu angepasst, dort aber erheblich energieeffizienter als die meisten Knochenfische. In hyper- und hyposalinen Lebensräumen kommt es zu einer drastischen Reduzierung der Arten- und Individuenzahl bei den Knorpelfischen.

Analog würde das bedeuten, dass es auch in fossilen Fischfaunen des Oberjura aus Lebens- und Ablagerungsräumen mit stark schwankender Salinität immer noch genügend Actinopterygier gibt, während die Selachier, die in ihrer überwiegenden Zahl an vollmarine Lebensräume gebunden sind, in den nicht-normalmarinen Ablagerungen erheblich seltener sind. Vollmarine (euhaline) Fisch-Biozönosen zeichnen sich im Oberjura dann durch das zahlenmäßig stärkere Hervortreten von Elasmobranchiern gegenüber Actinopterygiern aus. Die Zusammensetzung der Knochenfischfaunen allein ist demnach durch die Veränderung des Salinitätsmilieus nur geringfügig beeinträchtigt. Allerdings muss man auch hier von einer gewissen Diversitätsabnahme und dem Auftreten von bestimmten, süßwasserindikativen Taxa ausgehen.

5.3.1.2. Indikator-Taxa

Bei der Bearbeitung der vollmarinen Fischfauna aus dem Oberjura des Boulonnais (Nordfrankreich) und den bislang vorliegenden marinen Faunen aus dem Oxfordium des Norddeutschen Oberjurabeckens hat sich ein Selachier-Taxon als vermutlicher Indikator für normalmarine (euhaline) Lebensräume herausgestellt. Es handelt sich dabei um Vertreter der Haifischgattung ‘*Synechodus*’ (Synechodontiformes, Palaeospinacidae gen. indet., THIES 1993, Kap. 3.2.2.2.), die bislang nur in Proben von solchen Lokalitäten aufgefunden wurden, die aufgrund ihrer Sedimentologie und des Gesamtfaukenspektrums (Mikro- bis Makrofaunen) als vollmarin charakterisiert sind.

Als weiteres Indikatortaxon erwies sich die Actinopterygier-Gattung *Histionotus*, die immer nur dann durch Zähne repräsentiert ist, wenn der vermutete Süßwassereinfluss auf den jeweiligen Lebens- und Ablagerungsraum einer Fundschicht besonders hoch war. In den vollmarinen Schichten der Lokalität Boulogne z. B. taucht *Histionotus* nicht auf, jedoch in der Probe GCR 1, die aus einem als brackisch-estuarin eingestuften Sediment entnommen wurde. Gestützt wird diese Beobachtung dadurch, dass *Histionotus* und ‘*Synechodus*’ in allen bislang beprobten Horizonten des nordeuropäischen Oberjura niemals zusammen auftreten.

Ob diese beiden Taxa wirklich mit ihrem Auftreten bzw. Fehlen auf ein bestimmtes Salinitätsmilieu hinweisen, ist aber nicht wirklich belegbar und lediglich als zusätzliches Indiz bei der Diskussion dieses Sachverhalts mit anderen faziellen Indikatoren zusammen zu gebrauchen.

5.3.2. Geochemische Salinitätsindikationen

5.3.2.1. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse

Die Beziehung zwischen dem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis und der Salinität eines Wasserkörpers beruht auf der Tatsache, dass Sr sehr gut im Wasser löslich ist, somit lange genug in ihm verbleibt, um sich isotopisch zu homogenisieren und infolgedessen eine für das euhaline Ozeanwasser charakteristische Isotopensignatur ausbildet. Diese ist für große Teile des Phanerozoikums recht gut bekannt und hat im Laufe der Jahrmillionen zwischen den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten 0,7065 und

0,7095 geschwankt (Abb. 4). Verändert wird diese Isotopensignatur durch Süßwasserzuflüsse, die abhängig von den Gesteinen in ihrem Hinterland eine zumeist deutlich andere isotopische Zusammensetzung haben. Süßwässer mit besonders hohen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen, die den größten Teil ihrer Sr-Fracht aus der Verwitterung alter, Rb-reicher Gesteine beziehen, sind unter geeigneten (restriktiven) ozeanographischen Verhältnissen imstande, einen Mischwasserkörper von gewissen Ausmaßen zu schaffen, in dem dann eine Mischisotopie persistieren kann. In diesem Körper herrscht eine reduzierte Salinität, deren Konzentration in Abhängigkeit von der beteiligten Süßwassermenge schwankt. BRYANT et al. (1995) konnten zeigen, dass heutzutage zwar nur ca. 15 % der großen Flusssysteme noch einen messbaren Einfluss auf das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in ihren Mischungszonen mit dem Ozeanwasser bei mehr als 20 ‰ Salzgehalt (Brachyhalinikum) haben, dass aber ca. 70 % noch einen messbaren Einfluss auf das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis bei mehr als 10 ‰ Salzgehalt (Mesohalinikum) haben. Das heißt, je reduzierter die Salinität bzw. je stärker der Einfluss von Süßwasser ist, desto größer ist die Chance, dass sich die Sr-Isotopensignatur des einfließenden Süßwassers vor dem Hintergrund der marinen Signatur abheben kann (ISRAELSON & BUCHARDT 1999). Im Normalfall homogenisiert sich der Wasserkörper bezüglich seines $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses relativ schnell mit zunehmender Entfernung vom Süßwassereinstrom, da die Sr-Konzentration im Ozean (ca. 7,8 ppm Sr, MCARTHUR 1994) um den Faktor 10-100 höher ist als in Flüssen (60-750 ppb Sr, BRYANT et al. 1995). Nur Süßwasserzuflüsse mit genügend hohen Sr-Konzentrationen und einer Sr-Isotopenzusammensetzung, die sich deutlich von der marinen ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70922 \pm 4$ im heutigen Weltmeer, MCARTHUR 1994) unterscheidet, sind in einem Mischwasser also noch identifizierbar. Wir müssen solche oder ähnliche Bedingungen auch für fossile Gewässer annehmen (MCARTHUR 1994). Da man diese aber nicht mehr direkt messen kann, müssen die Daten an biogenen oder abiogenen Mineralphasen, die in diesen Milieus präzipitiert worden sind, gewonnen werden. Da die physikalischen Unterschiede der beiden Isotope ^{87}Sr und ^{86}Sr nur minimal sind, werden sie ohne nennenswerte Vitaleffekte in die Mineralphasen eingebaut. Wir können davon ausgehen, dass die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, die wir in den biogenen Mineralisaten messen, ein Abbild der Situation im umgebenden Wasserkörper sind.

5.3.2.2. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse

Auf die Beziehung zwischen Salinität und Sauerstoffisotopen-Verhältnis im Wasser wurde schon in Kapitel 4.4.1.3. eingegangen. Zusammenfassend ist festzustellen, dass es eine direkte Beziehung (Korrelation) zwischen der Salinität und dem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert in einem Wasserkörper gibt, die allerdings durch den temperaturkontrollierten, fraktionierten Einbau von Sauerstoffisotopen in das Phosphatgewebe des Fisches überlagert und häufig verwischt wird. Eine klare Interpretation ist hier nur in den seltensten Fällen möglich.

5.3.3. Salinitätsmodellierungen für das norddeutsche Kimmeridgium

5.3.3.1. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse

Die gewonnene Erkenntnis, dass es sich bei den Daten aus dem norddeutschen Kimmeridgium und Tithonium um originale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse handelt (Kap. 4.2.2.3.), erlaubt es, eine Modellierung der quantitativen Paläosalinitäten für den Bildungszeitraum der Zähne vorzunehmen. Die in rezenten Mischwässern erkennbare Korrelation von Salinität, Sr-Konzentration und Sr-Isotopenverhältnis lässt sich mit der Formel in Gleichung 5 (BRYANT et al. 1995, ISRAELSON & BUCHARDT 1999) berechnen.

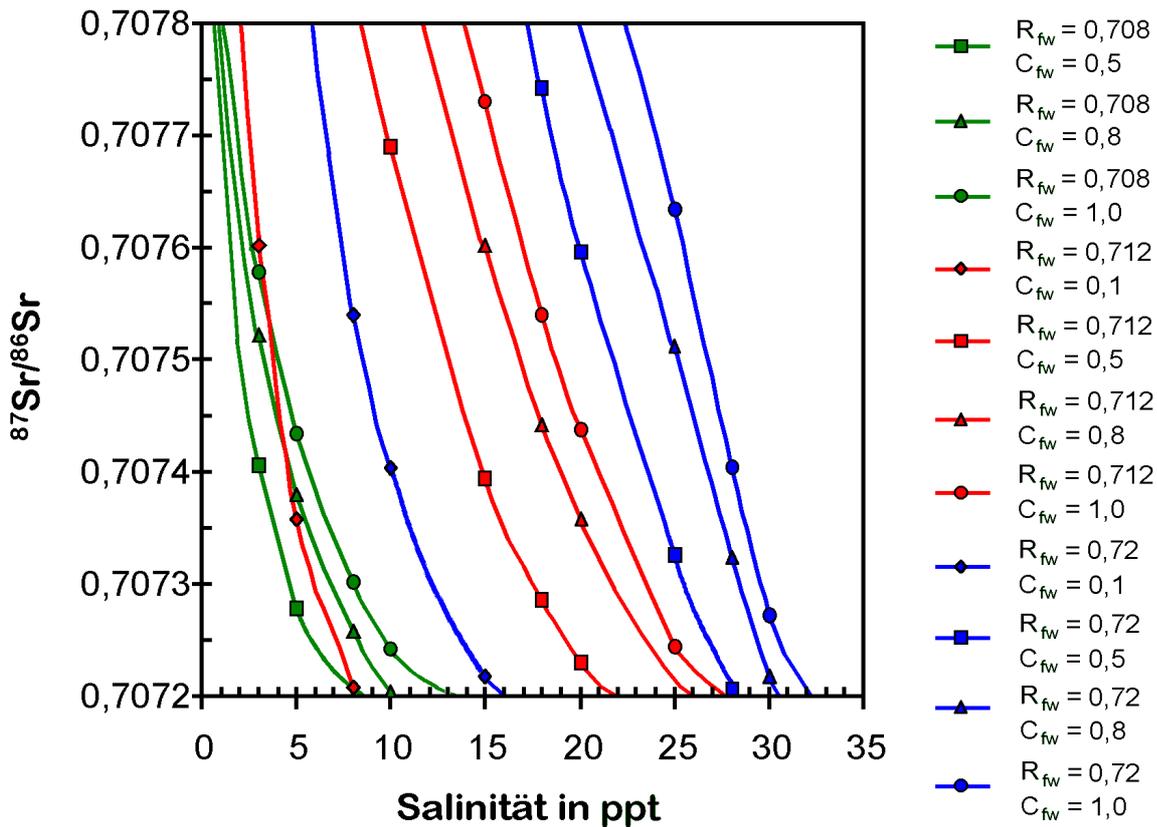


Abb. 34 Modellierung von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen eines hypothetischen Süßwasser/Salzwasser-Mischkörpers während des Kimmeridgiums in Norddeutschland. Der vollmarine Anteil (35 ppt) wird mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7070$ (JONES et al. 1994) und einer Sr-Konzentration von 7,8 ppm (heutiger Wert, MCARTHUR 1984) angenommen. Der Süßwasseranteil (0 ppt) wird mit den oben indizierten Parametern R_{fw} ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des Süßwassers) und C_{fw} (Sr-Konzentration des Süßwassers in ppm) gerechnet. Dargestellt ist nur der Wertebereich der tatsächlich gemessenen Sr-Verhältnisse.

$$(5) \quad R_{mix} = [R_{sw}C_{sw}S + R_{fw}C_{fw}(1 - S)] / [C_{sw}S + C_{fw}(1 - S)]$$

Das Isotopenverhältnis eines Mischwasserkörpers (R_{mix}) wird hier mithilfe mehrerer Parameter beschrieben, wobei R_{sw} bzw. R_{fw} das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im Meer- bzw. Süßwasser, C_{sw} bzw. C_{fw} die Sr-Konzentration im Meer- bzw. Süßwasser und S einen Salinitätsfaktor zw. 1 (35 ‰) und 0 (0 ‰) bezeichnet. Es wurden etappenweise für verschiedene Salinitäten (0 ‰, 3 ‰, 5 ‰, 8 ‰, 10 ‰, 15 ‰, 18 ‰, 20 ‰, 25 ‰, 28 ‰, 30 ‰ und 35 ‰) Isotopenverhältnisse für eine hypothetische Mischung aus Meerwasser und Süßwasser im Kimmeridgium errechnet (Abb. 34). Für die Variable R_{sw} wurde der Wert $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7070$ (euhaline Meerwasserisotopie im Kimmeridgium, JONES et al. 1994) und für C_{sw} der Wert 7,8 ppm (entspricht der mittleren rezenten Sr-Konzentration des Meerwassers, MCARTHUR 1994) angenommen. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (R_{fw}) und Sr-Konzentrationen (C_{fw}) für die Süßwasserkomponente sind nicht bekannt. Um sich Klarheit über die Beschaffenheit des Süßwasserzuflusses zu verschaffen, müssen einige Vorbetrachtungen angestellt werden:

- Das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Süßwasserzuflusses muss über 0,7078 gelegen haben, da der höchste Wert, der in den Fischzähnen gemessen wurde, 0,707764 beträgt und der Wert für das kontemporäre euhaline Meerwasser mit 0,7070 niedriger lag.

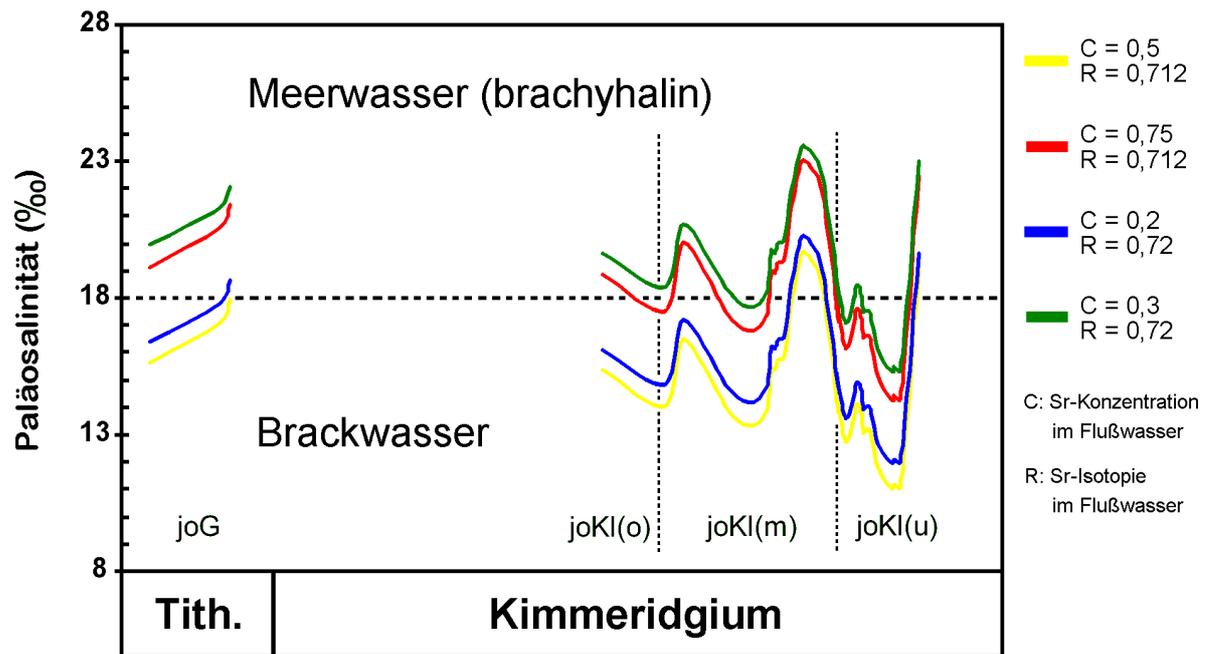
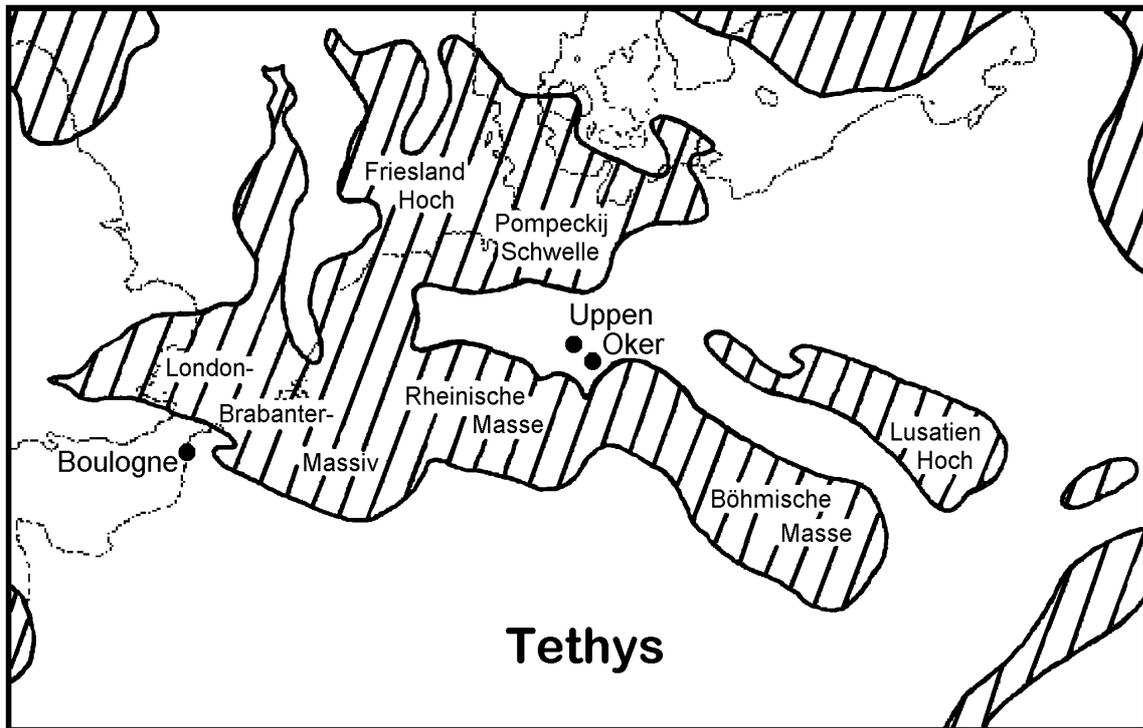


Abb. 35 Modellierung von Paläosalinitätskurven für den norddeutschen Kimmeridge (joKI) und die *Gigas*-Schichten (joG), errechnet aus den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen in den Fischzähnen für den Zeitraum des konstanten Süßwassereintrags. Angegeben sind die ungefähre zeitliche Erstreckung des unteren, mittleren und oberen Kimmeridge in der Lokalität Oker (Kimmeridgium) sowie der *Gigas*-Schichten (Tithonium).

- Handelte es sich um einen kurzen Fluss, der überwiegend die Rheinische Masse (Abb. 36) mit ihren großflächig ausstreichenden devonischen Karbonaten (DIENER et al. 1997) und Peliten entwässert hat, sollte sein mittleres $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis 0,708 und seine mittlere Sr-Konzentration $\geq 0,08$ ppm betragen haben.
- Handelte es sich um einen langen Fluss, der überwiegend die Böhmisches Masse (Abb. 36) mit ihren alten Metamorphiten (JANOUSEK et al. 1995) entwässert hat und durch die Hessische Senke mit ihren triassischen Folgen, die reich an detritischen Mineralen sind, geflossen ist, sollte er ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis $\gg 0,71$ gehabt haben. Die Sr-Konzentration dürfte zwischen 0,02 und 0,2 ppm gelegen haben, da solche Gesteine zwar viel weniger Sr enthalten als reine Karbonate, aufgrund der Länge des Flusssystemes aber mit mehr Nebenflüssen zu rechnen ist, die einen zusätzlichen Einfluss auf die Sr-Konzentration im Unterlauf haben.
- Handelte es sich um ein großes, weitverzweigtes Flusssystem, das sowohl die Rheinische als auch die Böhmisches Masse entwässert hat, kann man aufgrund des vermutlich grossflächigen, isotopisch heterogenen Hinterlands eine mittlere Isotopie von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,712$ annehmen, was auch der heutigen mittleren Süßwasserisotopie (MCARTHUR 1994) entsprechen würde. Die Sr-Konzentration lässt sich jedoch nicht weiter eingrenzen.
- Die Sr-Konzentration des Süßwasserzuflusses wird nicht über 1 ppm gelegen haben, da dieser Wert heutzutage erst im Brackwasser gemessen wird. Als untere Grenze der Sr-Konzentration wird in dieser Modellierung 0,1 ppm angenommen, da ein geringer konzentriertes Flusswasser kaum in der Lage gewesen sein dürfte, einen merklichen Einfluss auf das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Meerwassers, mit dem es sich mischt, auszuüben. (BRYANT et al. 1995).

Kimmeridge und Gigas-Schichten



Münder Mergel

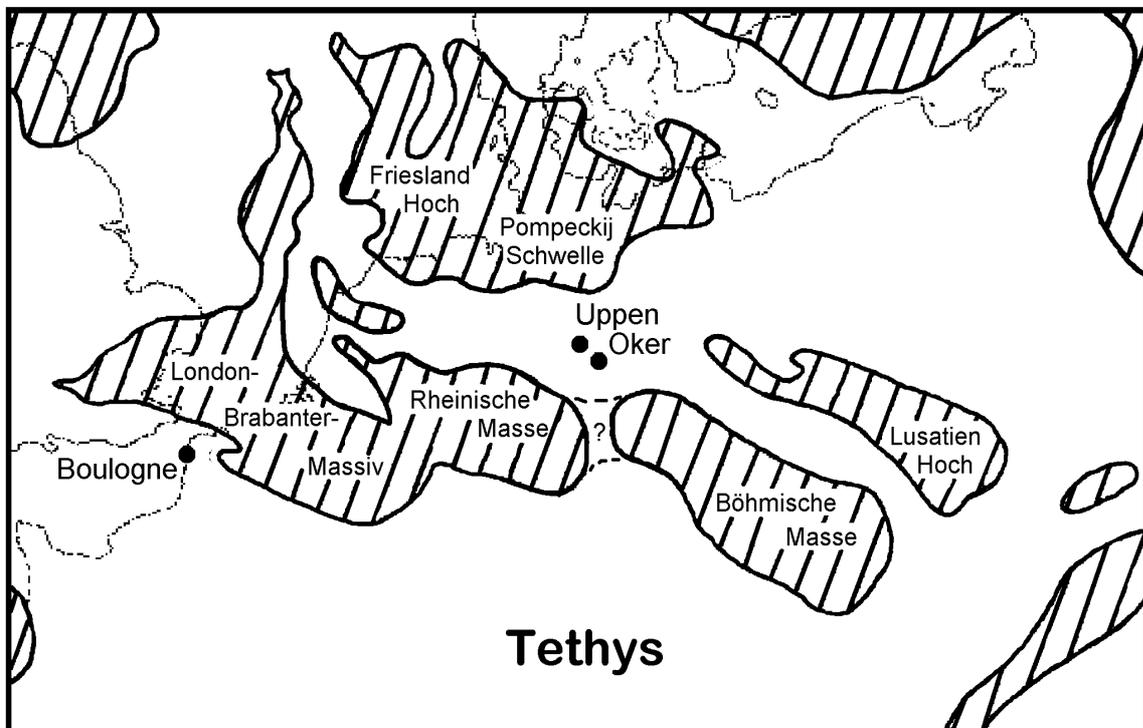


Abb. 36 Paläogeographische Karten von Mitteleuropa während des Oberjuras (umgezeichnet nach ZIEGLER 1990, BISCHOFF & WOLBURG 1963).

Das Ergebnis dieser Modellierung (Abb. 34) zeigt deutlich, dass sowohl mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,712$ (Sr-Konzentration zwischen 0,5 und 1 ppm) als auch mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,72$ (Sr-Konzentration zwischen 0,1 und 0,5 ppm) für den angenommenen Süßwasserzufluss bei Salinitäten zwischen 10 und 25 ‰ - also Meso- bis Brachyhalinikum - der in den Fischzähnen ermittelte Bereich für die Mischisotopien (0,7072-0,7078) erzeugt werden kann. Formt man nun die oben benutzte Formel (BRYANT et al. 1995) so um, dass man mit ihr die Salinität (S_{ppt}) ermittelt anstatt einer Mischisotopie, dann ergibt sich die in Gleichung 6 formulierte Beziehung (Erläuterung der Variablen siehe Erläuterungstext zu Gleichung 5).

$$(6) \quad S_{ppt} = [35 \times C_{fw}(R_{fw} - R_{mix})] / [C_{sw}(R_{mix} - R_{sw}) + C_{fw}(R_{fw} - R_{mix})].$$

Setzt man in diese Formel (Gleichung 6) die Mittelwerte der gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse einer beliebigen Probenschicht ein, so erhält man Kurven von Salinitätswerten (in ‰ bzw. ppt) für die Kimmeridge-Mergel (Kimmeridgium) und die *Gigas*-Schichten (Unter-Tithonium) des Norddeutschen Beckens. Da die Variablen für die Süßwasserwerte nicht genau determinierbar sind, wurden die Salinitätskurven für vier Szenarios, die eine Kombination von Sr-Isotopien und Sr-Konzentrationen des Süßwasserzuflusses annehmen, berechnet und zusammen in einem Diagramm dargestellt (Abb. 35). Diese vier Kurven, die recht eng beieinander liegen, sollten die mittleren Salinitäten, die damals in den untersuchten Lebens- und Ablagerungsräumen zur Zeit der Süßwassereinträge geherrscht haben, einigermaßen gut umreißen. Die beiden höher gelegenen Kurven bewegen sich überwiegend im untersalzenen Meerwasser oder Brachyhalinikum (18-30 ‰) mit nur zeitweiligen Exkursionen in das Brackwasser oder Mesohalinikum (3-18 ‰). Die unteren beiden Kurven verlaufen nahezu ausschließlich im Brackwasser-Salinitätsbereich. Welche der vier Salinitätskurven die Paläosalinitäten zu Zeiten des Hauptsüßwassereintrags in das Norddeutsche Becken im Kimmeridgium und Unter-Tithonium am besten widerspiegelt, lässt sich hier nicht wirklich entscheiden, da es sich nur um Modelle handelt. Auch sind diese Einträge vermutlich saisonal unterschiedlich stark gewesen (OSCHMANN 1990) und somit die hier ermittelten Paläosalinitäten nur Minimalwerte im langjährigen Mittel. Wie groß dieser gemittelte Zeitraum ist, hängt von der Dauer der Odontogenese und damit von der Lebensdauer des Zahns bzw. des Fisches ab. Diese ist, wenn man rezente Altersermittlungen für verschiedene Fischarten heranzieht, im Mittel mit ca. 5-10 Jahren anzusetzen (JOBLING 1995: 380f.). Da man folglich die ermittelten Kurven als langfristige Extremwerte betrachten muss, sind alle vier Modelle gleich plausibel.

5.3.3.2. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse

Um die Paläosalinitäten aus den ermittelten $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werten der Fischzähne herleiten zu können, muss man die oben angeführte Formel (Gleichung 4) für die Bestimmung der Paläotemperatur nach LONGINELLI & NUTI (1973) um einen Zusatz, der auf die Salinitätsunterschiede eingeht, erweitern und umformen. Da Schwankungen der Salinität einen direkten Bezug zur isotopischen Zusammensetzung des Wassers ($\delta^{18}\text{O}_w$) haben, muss eine Ergänzung der Formel diesen Wert näher beschreiben. Nach CRAIG & GORDON (1965) gilt in heutigen marinen Bereichen die in Gleichung 7 formulierte Beziehung.

$$(7) \quad \delta^{18}\text{O}_w = 0,61 \times S_{ppt} - 21,2$$

Setzt man diese (Gleichung 7) in die Formel für die Paläotemperaturbestimmung (Gleichung 4) ein, so erhält man die Formel in Gleichung 8.

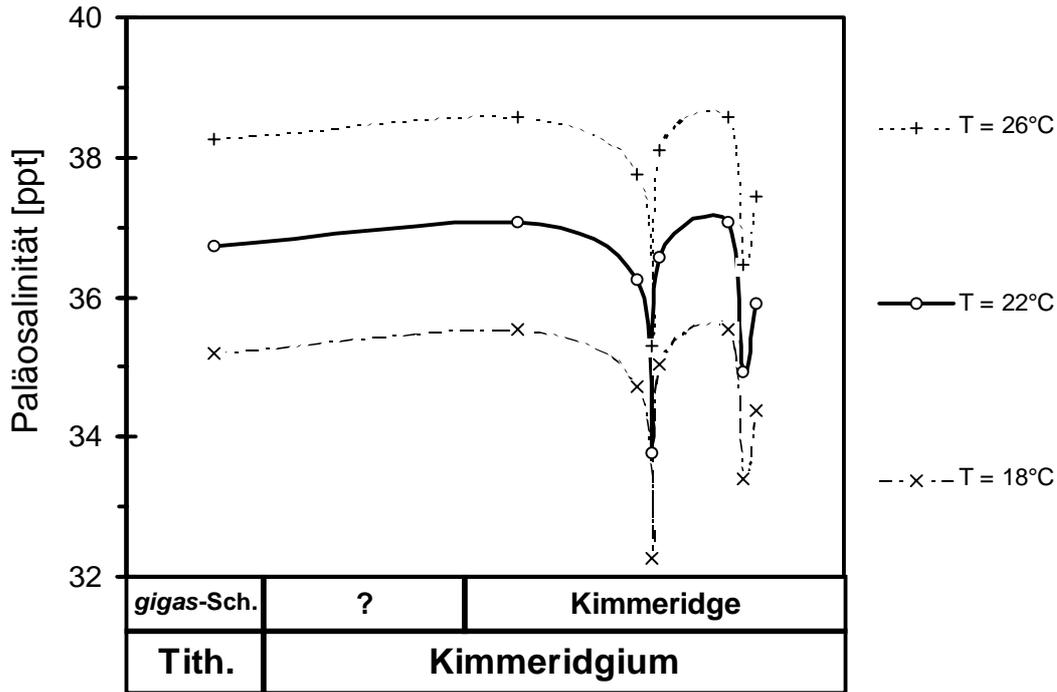


Abb. 37 Mit den analysierten $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werten unter der Annahme konstanter Temperaturen (18, 22 und 26 °C) für den Zeitraum der Fischzahnbildung modellierte Paläosalinitätskurven.

$$(8) \quad T_{\text{C}} = 111,4 - 4,3 \times (\delta^{18}\text{O}_p - [0,61 \times S_{\text{ppt}} - 21,2])$$

Formt man nun diese erweiterte Formel so um, dass sie Salinitäten anstatt Temperaturen ermittelt, so ergibt sich die in Gleichung 9 formulierte Beziehung.

$$(9) \quad S_{\text{ppt}} = (\delta^{18}\text{O}_p + (T_{\text{C}} / 4,3) - 4,71) / 0,61$$

Nimmt man nun eine mittlere Temperatur von 22 °C (Mittelwert der für die Proben aus Boulogne errechneten Paläotemperaturen, Kap. 4.4.1.3.) als Modelltemperatur für den Zeitraum des Sauerstoffeinbaus in die analysierten Zähne an, so ergibt sich anhand dieser Formel eine Salinitätskurve mit Schwankungen von 33-36,5 ppt (Abb. 37). Das wären im Mittel leicht übersalzene Verhältnisse für das umgebende Meerwasser für den Zeitraum der Odontogenese (mittl. Lebensdauer 5-10 Jahre, Kap. 5.3.3.1.). Eine um 4 °C höhere Modelltemperatur würde die errechnete Salinitätskurve auf einen Bereich von 34,5-38 ppt anheben (Abb. 37) und damit mehr in den hypersalinen Bereich verschieben. Eine um 4 °C geringere Modelltemperatur würde die errechnete Salinitätskurve auf einen Bereich von 31,3-34,8 ppt Salzgehalt (Abb. 37) absenken und damit um euhaline Werte schwanken lassen. Da diese Salinitätswerte Mittelwerte über einen unbestimmten Bildungszeitraum darstellen, lässt sich über kurzfristige (z. B. saisonale) Schwankungen nichts aussagen. Eine differenziertere Diskussion der Sauerstoffisotopen-Daten ist aber hier aufgrund der wenigen Messwerte kaum möglich. Es lässt sich lediglich konstatieren, dass die mit $\delta^{18}\text{O}_p$ -Werten aus Fischzähnen ermittelten Paläosalinitäten deutlich höher sind als die mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen ermittelten (Kap. 5.3.3.1.), die im hyposalinen Bereich schwanken.

5.4. Marine Lebensräume im nordwesteuropäischen Oberjura

5.4.1. Klimatische Rahmenbedingungen

Das Meerwasser im Norddeutschen Becken und im Boulonnais hatte aufgrund der damaligen Breitenlage beider Areale (ca. 30-40° N) warme Temperaturen im Oberflächenwasser zu verzeichnen (HALLAM 1993, VALDES & SELLWOOD 1992). Da man aufgrund der paläoklimatischen Gesamtsituation („Greenhouse-Klima“, WEISSERT & MOHR 1996, FÖLLMI 1995), der Land/Meer-Verteilung (HALLAM 1993, MOORE et al. 1992a, b) und der anzunehmenden Paläoströmungsverhältnisse (STILLE et al. 1996) von einem Klima mit ausgeprägter Saisonalität und einer monsunartigen atmosphärischen Zirkulation auf diesem Teil der damaligen Erdkugel ausgehen muss (OSCHMANN 1985, 1988, 1990), dürften die Niederschlagsmengen jahreszeitlich stark unterschiedlich gewesen sein. Im Sommer hätten dann eher humide Verhältnisse für regelmäßige Niederschläge und starke Verwitterungstätigkeit gesorgt; im Winter dagegen das weitgehende Ausbleiben von Niederschlägen und der Rückgang der Süßwasserzuflüsse zu fast semi-ariden Verhältnissen mit starker Evaporation geführt (HALLAM 1993).

5.4.2. Das Norddeutsche Becken

5.4.2.1. *Oxfordium*

Für den Zeitabschnitt des Oxfordiums muss von überwiegend normalmarinen (euhalinen) Salinitätsverhältnissen ausgegangen werden. Dies belegen nicht nur die immer wieder in bestimmten Lagen auftretenden Korallenriffe bzw. -Biostrome (BERTLING 1989, 1993, HELM & SCHÜLKE 1998, ZAWISCHA & SCHORMANN 1994), sondern auch die Analyse der Fischfaunen (Kap. 5.1.2.1.). Zur vorherrschenden Wassertiefe lassen sich anhand der Fischfaunen keine differenzierten Aussagen treffen. Die wenigen Sr-geochemischen Analysen brachten keine eindeutig interpretierbaren Ergebnisse.

5.4.2.2. *Kimmeridgium*

Das Hauptaugenmerk unserer Untersuchungen lag auf dem Zeitabschnitt des Kimmeridgiums und untergeordnet auf Teilbereichen des Tithoniums. Hier konnten genügend große Mengen an Mikrovertebraten aus den beprobten Sedimenten extrahiert werden, um sowohl faunistische als auch geochemische Untersuchungen zu ermöglichen. Wie die Diskussion der Ergebnisse aus den Sr-geochemischen Untersuchungen in Kapitel 4.2.2.3. ergeben hat, können die meisten der gemessenen Werte als original angesehen werden und zur Interpretation des Paläomilieus, in diesem Fall als Salinitätsindikator, herangezogen werden. Die vorliegenden Sr-isotopischen Daten legen nahe (Kap. 5.3.3.1.), dass die langjährig schwankenden und vermutlich jahreszeitlich stark unterschiedlichen Süßwasserzuflüsse in das Norddeutsche Oberjurabecken direkten Einfluss auf die Salinität der flachen, randnahen Lebens- und Ablagerungsräume gehabt haben. Gleiches gilt auch für die Informationen aus den REE-Untersuchungen in den gleichen bioapatitischen Mineralisaten.

Um über die für das Norddeutsche Becken zur Zeit des Kimmeridgiums modellierten Salinitäten (Kap. 5.3.3.) zu diskutieren, müssen wir einen Blick auf die Paläogeographie dieses Raumes werfen. Wenn man eine paläogeographische Rekonstruktion dieses Beckens zur Zeit des

Kimmeridgiums betrachtet (Abb. 36), dann fällt auf, dass es ähnlich wie die Ostsee an drei Seiten von Festlandsmassen umgeben ist und nur nach dem heutigen Polen hin zur Tethys offen war. Dies erschwerte langfristig eine isotopische Homogenisierung des Wasserkörpers vom westlichen, festlandsnahen Teil bis etwa zum Gifhorner Trog im Osten. Somit waren die Voraussetzungen geschaffen, dass sich die im Falle von Sr durch Vermischung mit Süßwassereinträgen entstandenen nicht-euhalinen Isotopensignaturen (Mischisotopien) durch Fixierung in den Hartteilen der dort lebenden Faunengemeinschaften überliefern konnten. Ähnlich ungünstige ozeanographische Verhältnisse, die in der Ostsee zu einem meso- bis brachyhalinen Oberflächenwasser und erhöhten Sr-Isotopensignaturen führen, lassen sich in modifizierter Form im Norddeutschen Becken wiederfinden. Allerdings führt die Breitenlage (30° N) und das extremere, semi-aride Klima (VALDES & SELLWOOD 1992) zu ganz anderen Schwankungen in der Wasserbilanz und infolgedessen auch in der Salinität. So ist es nicht verwunderlich, wenn GRAMANN & LUPPOLD (1991) für den Unteren Kimmeridge der Lokalität Uppen zeitweise hypersalinare Bedingungen annehmen, OTTOMANN (1991) für den Kimmeridge der Bleckenfelder Mulde (ca. 25 km nordöstlich der Lokalität Oker) aufgrund von Anhydrit-Bildungen sogar nekrohaline Verhältnisse annimmt und JORDAN (1971) auf die starke Schichtung des Meereswassers hinweist, die zu dieser Zeit in dem Becken geherrscht haben muss. HUCKRIEDE (1967) kommt anhand der Untersuchung von Molluskenfaunen zu der Ansicht, dass nicht nur der Untere und Obere Kimmeridge stark von brachyhalinen Verhältnissen geprägt sind, sondern dass auch im Mittleren Kimmeridge beträchtliche brackische Einflüsse bemerkbar sind. Auch die verschiedenen Bearbeiter der Mikrofaunen aus dem Kimmeridge kommen immer wieder auf reduzierte Salinitäten bis hin zu deutlichen Brackwassereinflüssen für bestimmte Zeiten des Kimmeridgiums an bestimmten Orten im Becken (HILTERMANN 1966, PAPE 1970, GRAMANN 1971, VINKEN 1974, ZIHRUL 1990, WEIß 1995, SCHUDACK 1996). Auch unsere bisherigen faunistischen Analysen der Mikrovertebratenassoziationen aus dem Kimmeridgium von Norddeutschland (MUDROCH 1993, MUDROCH & THIES 1996, Kap. 5.1.2.2.) bestätigen dieses Bild. Die Gliederung des Beckens durch tektonisch induzierte Schwellenbildung in zahlreiche z. T. recht flache Teilbecken führte je nachdem, ob starke Süßwasserzuflüsse das hydrologische Regime kontrollierten oder nicht, zu individuellen Ausprägungen der Salinität in den Teilbecken.

Das starke Vorherrschen von Actinopterygiern und die Artenarmut bei den Neoselachiern deuten auf im Mittel leicht reduzierte Salinitäten zur Zeit des Kimmeridgiums hin. Die Ergebnisse von MUDROCH & THIES (1996) deuten zumindest auf Schwankungen der Salinität hin. Außerdem schließt das nahezu völlige Fehlen von Ammoniten, die als stenohaline Meeresbewohner gelten, euhaline Verhältnisse im Norddeutschen Becken eigentlich aus. Eine der wenigen bislang erfolgten Mikrofaziesanalysen (LÖHRMANN 1988) nimmt für den Oberen Kimmeridge der Lokalität Oker eine in weiten Teilen durch Brackwasser beeinflusste Sedimentation mit zyklischer Faziesentwicklung an, wobei einzelne Bänke eines fossilereen Mikrits als Ablagerungen eines hypersalinen Gezeitentümpels gedeutet werden. Die Befunde der REE-Analysen in den Fischzähnen mit ihren bimodalen Verteilungsmustern (Abb. 14) untermauern die Interpretation von OSCHMANN (1990) und VALDES & SELLWOOD (1992), dass man grundsätzlich von einem saisonalen Klimamodell für den nordwesteuropäischen Oberjura ausgehen muss. Dieses hätte dann auch Folgen für die Paläomilieubedingungen (vornehmlich der Salinität). Es wird deshalb abgeleitet von dem von OSCHMANN (1985, 1988) vorgestellten Ablagerungsmodell für den Kimmeridge-Clay für den Zeitbereich des Kimmeridgiums in Norddeutschland von einem saisonalen Klima mit feuchten Sommer- und trockenen Winterhalbjahren ausgegangen.

Folgt man dieser Vorstellung, müssen die starken Süßwasserzuflüsse im Sommer beckenweit auf das Oberflächenwasser Einfluss gehabt haben und in tieferen Teilbecken eventuell auch zu einer

stabilen Wasserschichtung geführt haben, wie JORDAN (1971) sie fordert und OTTOMANN (1991) sie impliziert. Die erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse haben sich zu diesen Zeiten herausgebildet, da dort die Hauptsüßwassereinträge stattfanden, und wurden so auch in die Fischzähne eingebaut. Die Salinitäten waren zu dieser Zeit in den flachen küstennahen Habitaten reduziert (brachyhalin bis maximal mesohalin), wie sich das aus der Modellierung mithilfe der Sr-Daten ergibt (Kap. 5.3.3.1.). Im Winterhalbjahr haben dann ausbleibende Süßwasserzuflüsse, die Umkehr der Windrichtung und der Oberflächenströmung in den meisten Teilbecken zur Isolierung vom zentralen Beckenbereich und damit zu Evaporationsphasen geführt, die insgesamt eine Homogenisierung des Meerwassers verhindert haben, aber zu Salinitäts erhöhungen unbekanntes Ausmaßes geführt haben. Die Sr-Isotopensignaturen konnten so trotz ausbleibender Süßwasserzufuhr weitestgehend bis zum nächsten Sommerhalbjahr persistieren (DENISON et al. 1998), wobei es allenfalls kurze Perioden der Homogenisierung während der Übergangsphasen gegeben hat, wo die Anbindung an das zentrale Becken zeitweilig ungestört war. Dieser Sommer-Winter-Kreislauf mit den dazugehörigen Schwankungen des allgemeinen Stoffeintrags und der Sedimentationsrate war in der Lage, ein bimodales Muster zu schaffen, wie es für die Verteilungsmuster der REE beschrieben wurde (Kap. 4.3.2.3.). Die Salinitäten, die im sommerlichen Mischwasserkörper geherrscht haben müssen, liegen je nach Modell zwischen 10 und 25 ‰ (Abb. 35). Die Salinitäten während des Winterhalbjahrs dürften deutlich über den sommerlichen Werten gelegen haben, da ausbleibende Süßwasserzuflüsse und vermehrte Evaporation die Wassermenge in den ohnehin recht flachen Becken reduziert hat. Wenn man die langfristigen Mittel (Zehnjahresmittel?) der Salinitätsmodellierung mithilfe der Sauerstoff-Isotopen zu Rate zieht ($S_O = 31\text{-}38\text{ ‰}$) und mit den mithilfe der Sr-Isotopen modellierten Salinitäten im Sommerhalbjahr ($S_{Sr} = 10\text{-}25\text{ ‰}$) verrechnet (Gleichung 10), erhält man einen ungefähren Salinitätsbereich von 37 bis 66 ‰ Salzgehalt mit einem mittleren Wert von etwa 50 ‰ (Abb. 38). Diese sind natürlich nur Näherungswerte, sie liegen aber im Rahmen glaubwürdiger Ergebnisse. Ob alle Fische, die in dieser Untersuchung aufgelistet werden, sich mit solch hohen Salinitäten im Winterhalbjahr arrangieren konnten, muss bezweifelt werden, kann hier aber nicht beantwortet werden. Fische haben zumindest anders als sessile Organismen den Vorteil, dass sie sich zeitweilig ungünstigen Lebensbedingungen durch Migration entziehen können.

$$(10) \quad S_{ppt} = S_O + (S_O - S_{Sr})$$

Sollte dieses saisonale Klimamodell tatsächlich den Gegebenheiten entsprochen haben, würden sich viele der scheinbaren Widersprüche vor allem im Fossilbeleg, wo man in einundderselben Schicht das gemeinsame Auftreten von Süßwasser und Salzwasser anzeigenden Organismen beobachten kann (ZIHRUL 1990, WEIß 1995), erklären lassen. Dies ließe sich auch gut mit den festgestellten periodischen Schwankungen der mittleren Sr-Isotopen-Werte (Kap. 4.2.2.10.) vereinbaren, da diese den gleichen astrophysikalischen Einflussgrößen (Insolationsdauer) unterworfen sind, die auch das langfristige Klimageschehen steuern (VALDES et al. 1995). Entscheidend für die Auswirkungen dieser Umgebungsbedingungen ist aber, dass die Wassertiefe in dem betrachteten Lebens- und Ablagerungsraum gering gewesen sein muss (THIES 1995) und dieser durch zahlreiche Schwellen gegliedert war, damit eine teilweise, sprich saisonale, Isolierung ermöglicht werden konnte, um so die Homogenisierung der Sr-Verhältnisse im Wasserkörper zu unterbinden.

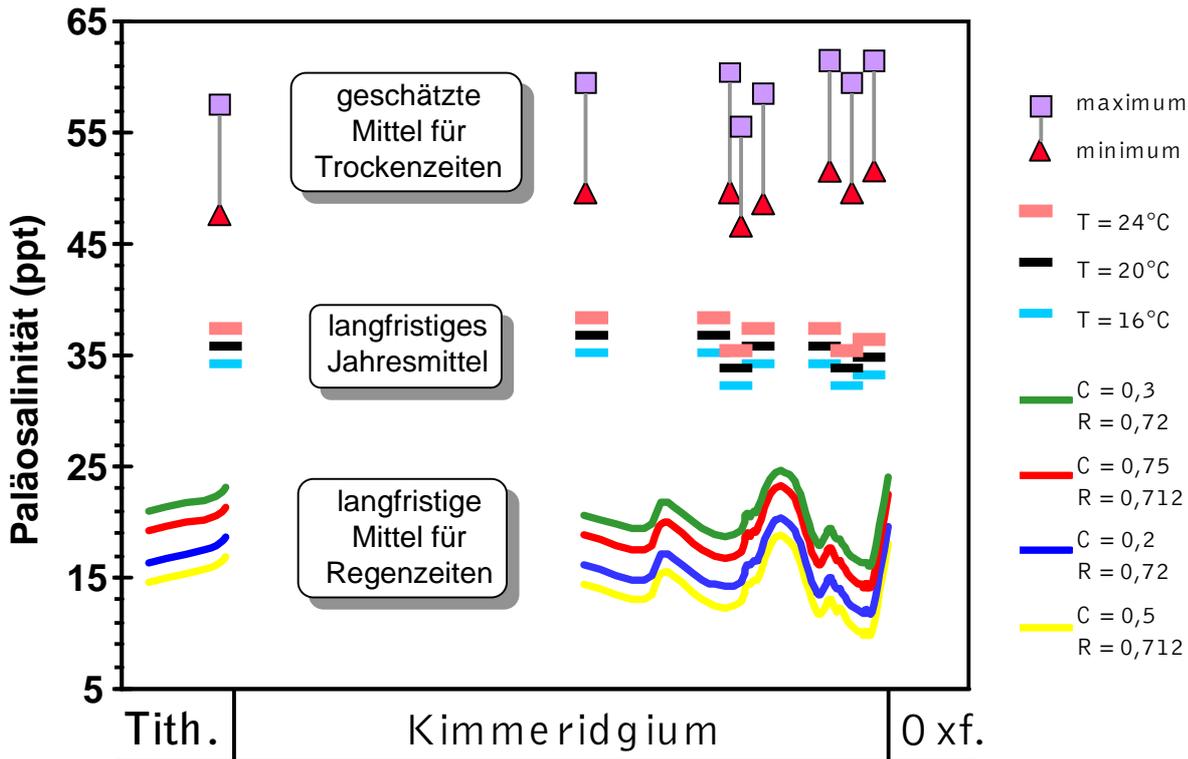


Abb. 38 Synthese der Modellierungen von Paläosalinitäten für den Kimmeridge (Kimmeridgium) und die Gigas-Schichten (Unter-Tithonium) von Norddeutschland. Die Kurven im unteren Bildteil gehen auf die Modellierung mithilfe der Sr-Isotopen zurück (Abb. 35). Die Werte mit den horizontalen Balkensignaturen im Mittelteil gehen auf die Modellierung mithilfe von Sauerstoffisotopen zurück (Abb. 37). Die minimalen und maximalen Schätzwerte für die mittleren Salinitäten während der Trockenzeiten gehen auf Differenzberechnungen anhand der beiden anderen Modelle zurück.

5.4.2.3. Tithonium

Für den unteren Teil des Tithoniums (*Gigas*-Schichten) gelten aufgrund ähnlicher Sr-isotopengeochemischer Ergebnisse die gleichen Bedingungen wie für das Kimmeridgium (Abb. 38). Auch das faunistische Bild ist für die *Gigas*-Schichten so ähnlich wie das für den Kimmeridge ermittelte. Die Tatsache, dass mit *Gravesia gigas* in den *Gigas*-Schichten wieder eine Ammonitenart im Fossilbeleg des norddeutschen Oberjuras auftaucht, wurde häufig als Beleg für euhaline Verhältnisse gewertet. Schon HUCKRIEDE (1967) widersprach dieser simplen Gleichsetzung, da auch die von ihm analysierten Molluskenfaunen eher auf Einflüsse reduzierter Salinitäten wie im Kimmeridge hinweisen. Die Tatsache, dass *G. gigas* zu dieser Zeit im Norddeutschen Becken auftaucht, könnte u. a. aber auch bedeuten, dass es diese Art geschafft hatte, sich den hier herrschenden starken saisonalen Salinitätsschwankungen anzupassen. SCHÖNFELD (1979) beschreibt für das Tithonium von Deister und Süntel aus den Mikrofaunen ableitbare Salinitätsschwankungen vom brackischen zum hypersalinen Milieu.

Da mit den Zahnproben aus dem Obertithonium (mittleren Mündel Mergel) die euhalinen Sr-Isotopensignaturen des damaligen Zeitabschnitts reproduziert werden konnten, besteht anhand der geochemischen Untersuchungen kein Grund, ein euhalines Milieu anzuzweifeln. Sieht man sich die sedimentologischen und paläontologischen Gegebenheiten und die Ergebnisse der Faunenanalyse (Kap. 5.1.2.3.) an, so kann auch hier nicht von einem normal-marinen Zeitabschnitt gesprochen werden (SELLWOOD & PRICE 1993). Allerdings bleibt nach Abwägung der Indizien

(JORDAN 1971, SCHÖNFELD 1979) bestenfalls die Annahme eines weitgehend hypersalinen Milieus in den küstennahen Bereichen des tithon-zeitlichen Meeres. Ein Grund für die jetzt wieder gute isotopische Homogenisierung des Meerwassers ist zum einen die erneute Öffnung des Meeresbeckens nach Norden (Abb. 36) und der damit einhergehende bessere Wasseraustausch, zum anderen aber die Tatsache, dass über den Süßwassereintrag kaum mehr schwerer-isotopische Wässer vom Festland in das Becken gelangen, wo sie die vorhandenen marinen Signaturen beeinflussen könnten.

5.4.3. Das Boulonnais

Zu den Lebensräumen im Oberjura des Boulonnais lässt sich aufgrund der vorliegenden Untersuchungen nur wenig Neues berichten. Die geochemischen Ergebnisse zeigen für die Spurenelemente eine z. T. sehr deutliche diagenetische Alteration der bioapatitischen Informationsträger an (Kap. 4.2.2.7. und 4.3.2.). Die in den Fischzähnen gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der phosphatischen Phase sind vermutlich unalteriert (Kap. 4.4.1.3.) und ermöglichen eine Bestimmung der Paläotemperaturen. Die ermittelten Werte von 19-26 °C (Jahresdurchschnitt von ca. 22 °C, Kap. 4.4.1.3.) liegen im Rahmen dessen, was aufgrund der Paläobreitenlage und dem herrschenden Klima zu erwarten ist. Die Zusammensetzung der Fischfaunen aus dem unteren Profilbereich (Kimmeridgium, *mutabilis*- bis *autissiodorensis*-Zone) zeigt, soweit dies möglich ist, euhaline Milieubedingungen an. Die Probenschicht aus dem estuarinen Milieu (GCR 1) unterscheidet sich in ihrer Zusammensetzung deutlich von den anderen Probenschichten, was die Vermutung von reduzierten Salinitäten nahe legt. Die wechselnden Anteile von allochthonen Elementen in den Taphozönosen des oberen Profilbereichs (Tithonium, *elegans*- bis *glaukoltihus*?-Zone), die teilweise aus kleinen Kalkbänken gewonnen wurden, deren Genese auf Sturmereignisse zurückzuführen ist (FÜRSICH & OSCHMANN 1986), bestätigen indirekt die Annahmen über die z. T. geringen Ablagerungstiefen der Sedimente (PROUST et al. 1995). Eine komplette Rekonstruktion der Fischfauna des Boulonnais ist erst möglich, wenn die systematischen Arbeiten, vor allem an den Elasmobranchiern, abgeschlossen sind. Es sind dort nach vorläufigen Einschätzungen einige neue Arten zu erwarten.

6. Zusammenfassung

Die Beprobung von insgesamt 11 Lokalitäten des Norddeutschen Oberjurabeckens (Dielmissen, Hainholz, Hirschkopf, Holzen I, Holzen II, Oker, Pötzen, Sparensiek, Thüste, Uppen, Varrigsen) und einer Lokalität im Oberjura (Boulonnais) von Nordfrankreich (Boulogne-sur-Mer) hat ca. 20.000 systematisierbare Mikrovertebratenreste (Kieferzähne von Knochen- und Knorpelfischen sowie Placoidschuppen) erbracht. Der bislang erreichte Bearbeitungsstand hat zur Erstellung von Faunenlisten geführt, die für den Oberjura in Norddeutschland in die drei Zeitabschnitte Oxfordium, Kimmeridgium und Tithonium unterschieden werden. Innerhalb des Tithoniums wird in *Gigas*-Schichten, Eimbeckhäuser Plattenkalk und Münder Mergel unterschieden, da ergiebige Funde von Mikrovertebratenresten bislang überwiegend aus den *Gigas*-Schichten und untergeordnet aus Sedimenten des Münder Mergel geborgen werden konnten. Die resultierenden Faunenlisten weisen eine Vielzahl von Taxa erstmalig für die jeweiligen Zeitabschnitte des Norddeutschen und Nordfranzösischen Oberjura aus.

In den norddeutschen Proben wurden identifiziert:

Elasmobranchier: *Hybodus* sp., *Asteracanthus* cf. *ornatissimus* AG. 1837, *Lissodus multicuspidatus* DUFFIN & THIES 1997, *Lissodus curvidens* DUFFIN & THIES 1997, *Lissodus noncostatus* DUFFIN & THIES 1997, *Polyacrodus gramanni* DUFFIN & THIES 1997, *Polyacrodus* sp., Hybodontoida fam. gen. et mult. spec. indet., *Sphenodus* sp., 'Synechodus' sp., Synechodontiformes fam. gen. et spec. indet., *Protospinax annectans* WOODWARD 1919?, *Protospinax* sp., Squatinidae gen. et spec. indet., *Heterodontus* sp., *Phorcynis* cf. *catulina* THIOLLIÈRE 1854, cf. *Phorcynis* sp., Orectolobiformes fam. gen. et mult. spec. nov., *Corysodon* sp., *Palaeoscyllium formosum* WAGNER 1857, *Palaeoscyllium* sp., Carcharhiniformes fam. gen. et spec. nov., *Belemnobatis morinicus* (SAUVAGE 1873) ?, *Belemnobatis* sp., *Spathobatis uppensis* THIES 1983, *Spathobatis mutterlosei* THIES 1983, *Spathobatis* sp., *Asterodermus* spp., Rhinobatoidea, gen et spec. indet, Rajiformes, fam., gen. et spec. nov.

Actinopterygier: *Lepidotes* sp., *Gyrodus* sp., *Macromesodon* sp., *Proscinetes* sp., cf. *Proscinetes* sp., *Coelodus* sp., *Histionotus* sp., *Notagogus* sp., cf. *Macrosemius* sp., *Ionoscopus* cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858), *Ionoscopus* sp., cf. *Ionoscopus* sp. nov., *Callopterus* cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858, *Callopterus* sp., *Caturus* sp., *Vidalamia* ? sp., cf. *Aspidorhynchus* sp., *Belonostomus* sp., *Sauropsis* ? sp., *Thrissops subovatus* MÜNSTER in AG. 1844, Teleostei, fam., gen, et spec. indet, Actinopterygii, fam., gen, et spec. indet.

In den nordfranzösischen Proben wurden identifiziert:

Elasmobranchier: *Hybodus fraasii* BROWN 1900, *Hybodus* cf. *obtusus* AGASSIZ 1843, *Hybodus* sp., *Asteracanthus* cf. *ornatissimus* AG. 1837, *Lissodus curvidens* DUFFIN & THIES 1997, *Lissodus* sp., *Polyacrodus* sp., *Sphenodus* sp., 'Synechodus' sp., Synechodontiformes fam. gen. et spec. indet., *Protospinax annectans* WOODWARD 1919?, *Squatina* sp., Squatiniformes fam., gen. et spec. nov., *Heterodontus* sp., Orectolobiformes fam. gen. et spec. nov., *Corysodon* sp., *Belemnobatis morinicus* (SAUVAGE 1873), *Belemnobatis* sp., *Spathobatis* sp., *Asterodermus* spp.

Actinopterygier: *Lepidotes* sp., *Gyrodus* sp., *Proscinetes* sp., *Macromesodon* sp., *Coelodus* cf. *mantelli* AG., *Coelodus* sp., *Histionotus* sp., *Notagogus* sp., cf. *Macrosemius* sp., *Ionoscopus* cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858), *Ionoscopus* sp., cf. *Ionoscopus* sp. nov., *Caturus* sp., *Vidalamia* ? sp., *Callopterus* cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858, *Callopterus* sp., cf. *Aspidorhynchus* sp., *Belonostomus* sp., *Sauropsis* ? sp., Teleostei, fam., gen, et spec. indet.

Außerdem wurden bislang auch einige Reptilien im norddeutschen Oberjura identifiziert:

Crocodylier: cf. *Theriosuchus* sp., Atoposauridae ? gen. et spec. indet., *Teleosaurus* sp., *Machimosaurus hugii* MEYER 1837.

Als Faunenabbild erkannte Taphozöosen wurden ausgezählt und auf ihre Zusammensetzung hin untersucht. Die aussagekräftigsten Faunen werden im palökologischen Teil dieser Arbeit vorgestellt und diskutiert. In den Zusammensetzungen der Faunen aus dem norddeutschen und nordfranzösischen Oberjura machen sich deutliche Unterschiede zwischen solchen aus normalmarinen (euhalinen) und solchen aus nicht-normalmarinen (hypo- bzw. hypersalinen) Lebensräumen bemerkbar. Diese Unterschiede zeigen sich in erster Linie an der Menge und

Zusammensetzung des Elasmobranchier-Anteils an der Fauna. In allen als euhalin einzustufenden Probenschichten (norddeutsches Oxfordium, Boulogne) ist dieser Anteil bei 30 % oder höher. Auch ist die Artenvielfalt der Elasmobranchier in diesen Fazies erheblich höher, als in den hypo- bzw. hypersalinen. Bei den Actinopterygiern dagegen, die in allen Fazies mit gleichen oder ähnlichen Taxa vertreten sind, machen sich in erster Linie Unterschiede im Nahrungsangebot als Steuerungsfaktor für die Zusammensetzung der Fauna bemerkbar.

Die verschiedenen geochemischen Analysemethoden, die an den oberjurazeitlichen Fischzähnen durchgeführt wurden, führten zu einer Reihe neuer Erkenntnisse über die Biogeochemie der untersuchten fossilen Lebens- und Ablagerungsräume. Mit Messungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in Fischzähnen und Sedimentproben konnten nur für das norddeutsche Obertithonium (Münder Mergel) euhaline Isotopensignaturen ermittelt werden. Im Kimmeridgium und Untertithonium (*Gigas*-Schichten) wurden ausschließlich Isotopenverhältnisse ermittelt, die über der kontemporären euhalinen Meerwasserkurve (JONES et al. 1994) liegen. Dies wird als Signatur einer Süßwasser-Salzwasser-Mischung interpretiert, die sich nur deswegen erhalten und in die Fischzähne übertragen hat, weil das flache küstennahe Gewässer nur sporadisch an das Hauptmeeresbecken angebunden und somit eine vollständige isotopische Homogenisierung unmöglich war. Die periodischen Schwankungen der für die beprobten Schichten im norddeutschen Kimmeridgium gemittelten Sr-Verhältnisse weisen, unter der Voraussetzung, dass die für die Darstellung der Ergebnisse benutzten Modellalter annähernd richtig sind, eine ungefähre Frequenz von 400 ka auf. Dies entspricht den Exzentrizitätszyklen nach Milankovitch, welche die durchschnittliche Insolationsdauer beeinflussen und damit auf die Verwitterungstätigkeit im Hinterland der kimmeridgezeitlichen Flüsse eingewirkt haben. Solche kurzen Periodizitäten sind für Sr-Isotopen-Kurven in Sedimenten des Mesozoikums bislang noch nicht beobachtet worden. Die in den Fischzähnen gemessenen Sr-Konzentrationen (zw. 2000 und 4000 ppm) konnten mithilfe einer umfangreichen Studie der bisher publizierten Erkenntnisse zur Bioakkumulation von Strontium im Hartgewebe von Fischen mit hoher Wahrscheinlichkeit als in vivo eingebaute Menge klassifiziert werden. Damit und mit einer adaptierten geostatistischen Methode, die mittels linearer Regressionen der Datenpunkte in einem Plot von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ gegen $1/\text{Sr}$ die Überlagerung von nachträglich eingebauten Sr-Mengen mit anderer isotopischer Zusammensetzung identifiziert (MUDROCH et al. 1999), konnten die Sr-Isotopenverhältnisse der Fischzähne aus den norddeutschen Lokalitäten als weitestgehend originale Werte erkannt werden. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Proben aus Boulogne zeigten dagegen eine deutliche diagenetische Überprägung und ließen somit keine Aussagen mehr über das Habitat der untersuchten fossilen Fische zu.

Begleitende geochemische Untersuchungen (REE-Analysen, $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen im Zahnphosphat und Analyse ausgewählter Haupt- und Nebenelemente) zeigten Folgendes:

1. Die REE-Gehalte in den Fischzähnen aus Boulogne sind auch nachträglich überprägt worden.
2. Die REE-Verteilungskurven der norddeutschen Proben zeigen ein bimodales Muster in den darstellenden Diagrammen (hohe Werte-Gruppe und niedrige Werte-Gruppe), was als Ausdruck starker jahreszeitlicher Schwankungen (Saisonalität) gedeutet wird.
3. Das Redox-Potenzial im Bodenwasser des norddeutschen Kimmeridge-Meeres kann aufgrund der festgestellten Ce-Anomalie als größtenteils reduzierend angesehen werden.
4. Die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erlauben eine Bestimmung der Paläotemperaturen, die für die Proben aus Boulogne normale SST, für die Proben aus Norddeutschland aber etwas zu niedrige SST ergeben. Dieses wird mit dem Einfluss von Salinitätsschwankungen auf die norddeutschen Werte aus den flachen randlich marinen Bereichen gedeutet.

5. Die Analyse einiger für Biophosphate wichtiger Haupt- und Nebenelemente (Ca, P, Na, Mg, K, Fe, Mn) in drei Zahndünnschliffen ergab, dass das Acrodin-Gewebe, das überwiegend auch für die anderen geochemischen Untersuchungen benutzt wurde, die biogene Mineralphase mit dem besten chemischen Erhaltungspotenzial im Zahn ist.

Modellierungen der Paläosalinitäten im norddeutschen Kimmeridgium mithilfe der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse und der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erbrachten Näherungswerte für den Zeitraum der Süßwassereinträge (ca. 15-25 ‰ Salzgehalt) und langzeitige Jahresmittelwerte des Salzgehaltes (ca. 31-38 ‰) für die flachen Gewässer, in denen die Fische gelebt haben, deren Zähne analysiert wurden. Diese Werte werden in der abschließenden Betrachtung der verschiedenen untersuchten Lebensräume mit einem Klimamodell in Beziehung gesetzt, das diese starken kleinräumigen und saisonalen Schwankungen am besten erklären könnte. Es wird ein ausgeprägtes semi-arides Klima angenommen, das mit regenreichen feucht-warmen (humid) Sommern und trocken-heißen (ariden) Wintern charakterisiert ist, um so einerseits die starken Süßwassereinträge (Veränderung der Sr-isotopischen Zusammensetzung des Meerwassers, Paläosalinitätsmodellierung mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) und andererseits die ebenfalls zu beobachtenden Versalzungserscheinungen (hohe Sr-Konzentrationen in den Fischzähnen, Paläosalinitätsmodellierung mit $\delta^{18}\text{O}$) zu begründen.

Als Ausblick lässt sich anmerken, dass es noch viele Ansatzpunkte für vertiefende Studien gibt. Besonders das Fehlen von aktuopaläontologischen bzw. biologischen Arbeiten an rezenten Fischen und ihren Habitatmilieus hat sich im Laufe dieser Arbeit immer wieder schmerzlich bemerkbar gemacht. Hier wäre noch vieles zu tun, um eine höhere Qualität der palökologischen Interpretationen zu erreichen. Aber auch bezüglich der sedimentologischen Bearbeitung der Oberjura-Profile ist noch vieles nicht getan, was als zusätzliches Indiz für diese Studie sehr hilfreich gewesen wäre, wie z. B. grundlegende sediment-geochemische Untersuchungen der Karbonat-Profile mit stabilen Isotopen. Mit der vorliegenden Arbeit wurde lediglich ein Anfang gemacht.

from environments of normal marine salinity and those from environments of lower or higher salinity. These differences are mainly attributed to the amount and diversity of elasmobranchs in the fauna. In all samples from normal marine environments (Oxfordian of Northern Germany, Boulonnais) the percentage of elasmobranchs in the whole fauna is 30% or more and the diversity is much higher than in lower (or higher) saline environments. Actinopterygian taxa on the other hand are even common in all faunas independent of the salinity and different compositions are mainly due to changes in dietary offers.

Various geochemical analyses performed on the Late Jurassic fish teeth lead to new perceptions of the biogeochemistry of the studied fossil habitats. 143 measurements of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios in fish teeth and sediment samples (whole rock) from Northern Germany and France were only able to reproduce normal marine isotope signatures in samples from the Late Tithonian (Muender Marls). Samples from the Kimmeridgian and Early Tithonian (*Gigas*-beds) gave exclusively isotopic ratios above the contemporary seawater values (JONES et al. 1994). These were interpreted as persisting freshwater isotopic signatures, that preserved in the teeth because of a unique palaeoenvironmental situation. The shallow epeiric marine basin was only temporarily connected to the open ocean and thus, a complete isotopic homogenisation was not really possible. Periodical fluctuations of averaged isotopic ratios of the German Kimmeridgian samples show a frequency of about 400 ka, assuming the correctness of the model ages. This fits to the eccentricity cycles of Milankovitch which have an influence on the average time of insolation and therefore on the weathering of sediments in the riverine bed rock areas. Sr isotope curves with periodicities as short as those here, have only recently been introduced to the scientific debate by ASAHARA (1999), but from younger sediments. Sr concentrations of 2000 to 4000 ppm in the fish teeth were identified as possible in vivo uptake, considering a thorough study of the literature so far dealing with the bioaccumulation of strontium. Sr ratios of 130 samples from the Late Jurassic of Germany and France were tested with geostatistical methods for their state of preservation. Linear regressions of datapoints in a plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ were able to identify the mixture of original strontium and excess strontium of diagenetic origin in one sample (two component mixture), and therefore to discriminate between altered and unaltered samples. As a result, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the samples from the localities of Northern Germany were assumed to be almost pristine, whereas the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the samples from Boulogne-sur-Mer showed to be seriously altered and therefore without any paleoecological relevance.

Additional geochemical analyses (REE analysis, determination of $\delta^{18}\text{O}$ in tooth phosphate, and analysis of selected major and minor elements) revealed the following facts:

1. REE contents in the fish tooth samples from Boulogne-sur-Mer are also heavily altered,
2. REE patterns of samples from Northern Germany show a bimodal distribution in the spider plots (a group of high values and a group of low values), which is interpreted as a sign of strong seasonality,
3. redox potential in the soil water of the Kimmeridgian sea in Northern Germany is assumed to be mainly reducing on the basis of determined Ce anomalies,
4. $\delta^{18}\text{O}$ values were used for the determination of paleotemperatures, which gave normal SST for the samples from Boulogne-sur-Mer, and slightly to low SST for the samples from Northern Germany; these low values are explained by the influence of salinity fluctuations on the shallow near shore environments due to a certain seasonality,
5. the analysis of some important major and minor elements in tooth phosphate (Ca, P, Na, Mg, K, Fe, Mn) of three thin sections of teeth from the fish *Lepidotes* showed that the mineral phase with the best state of preservation was the enamel-like acrodine tissue, that was mainly considered for all the geochemical analyses.

Paleosalinities for the northgerman Kimmeridgian were modeled on the basis of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and $\delta^{18}\text{O}$ values. They gave proxies for the time of freshwater input (app. 15-25 permil salinity) and approximated annual averages (app. 31-38 permil salinity) for the shallow marine habitats of the fishes analysed. Finally, these salinity values were discussed in relationship with a climate model for the analysed marine environments, that fits best to the degree of seasonality implicated by the geochemical analyses. A pronounced monsoon-type climate with rainy humid summers and dry hot winters is proposed, to explain the strong freshwater input with lifted Sr isotope ratios and the salinity fluctuations that implicated times of high evaporation.

8. Angeführte Schriften

- AGER, D.V. & WALLACE, P. (1966): Easter Field Meeting in the Boulonnais, France. - Proceedings of the Geological Association, **77**: 419-435; London.
- AGNEDAL, P. O. (1967): Calcium and strontium in Swedish waters and fish and accumulation of ^{90}Sr . - In: ÅBERG, B. & HUNGATE, F. P. (eds.): Radioecological concentration processes. - 879-896, 9 figs., 6 tabs.; Oxford, London, etc. (Pergamon Press).
- AHRENS, P. (1987): Spurenfossilvergesellschaftungen des Kimmeridge vom Langenberg bei Oker. - 135 S., 53 Abb., 4 Taf.; Hannover. - [Diplomarbeit, Universität Hannover]
- ASAHARA, Y. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation in north Pacific sediments: a record of the Milankovitch cycle in the past 3 million years. - Earth and Planetary Science Letters, **171**: 453-464, 7 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- BAGENAL, T. B., MACKERETH, F. J. H. & HERON, J. (1973): The distinction between brown trout and sea trout by the strontium content of their scales. - Journal of fish biology, **5**: 555-557; London.
- BANARESCU, P. (1968): Unterordnung Karpfenähnliche. - In: GRZIMEK, B. [Hrsg.]: Grzimeks Tierleben. Enzyklopädie des Tierreichs, **4**, Fische 1: 151-156; München (dtv).
- BANNER, J. L. (1995): Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. - Sedimentology, **42**(5): 805-824; Oxford.
- BARDET, N., DUFFAUD, S., MARTIN, M., MAZIN, J.-M., PEREDA SUPERBIOLA, X., & VIDIER, J.-P. (1997): Découverte de l'ichthyosaure *Ophthalmosaurus* dans le Tithonien (Jurassique supérieur) du Boulonnais, Nord de la France. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **205**: 339-354, 6 figs.; Stuttgart.
- BARTRAM, A. W. H. (1977): The Macrosemiidae, a Mesozoic family of holostean fishes. - Bulletin of the British Museum of Natural History (Geology series), **29** (2): 137-234, 53 Abb., 4 Taf.; London.
- BECKER, C. D. (1990): Aquatic Bioenvironmental Studies: The Hanford Experience 1944-84. - Studies in environmental science, **39**: 306 S.; Amsterdam (Elsevier).
- BERTLING, M. (1989): Die korallengebundenen Choriozöosen des norddeutschen Malm. - 168 S., zahlr. Abb., zahlr. Tab., 22 Taf.; Wuppertal. [unveröff. Dissertation Univ. Münster]
- BERTLING, M. (1993): Riffkorallen im Norddeutschen Oberjura - Taxonomie, Ökologie, Verteilung. - Paläontographica A., **226**(4-6): 77 - 123, 9 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- BEUTLER, G., HEUNISCH, C., LUPPOLD, F.W., RETTIG, B., & RÖHLING, H.-G. (1996): Muschelkalk, Keuper und Lias am Mittellandkanal bei Sehnde (Niedersachsen) und die regionale Stellung des Keupers. - Geologisches Jahrbuch, **A145**: 67-197, 25 Abb., 11 Tab., 16 Fototaf.; Hannover.
- BISCHOFF, G. & WOLBURG, J. (1963): Zur Entwicklung des Ober-Malm im Emsland. - Erdöl-Zeitschrift, **10**: 445-472, 5 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Wien.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. - 158 S., 77 Abb., 8 Tab., 4 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BÖSS, H.-P. (1982): Locomotion and feeding in Mesozoic durophagous fishes. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **164** (1/2): 167-171, 1 Abb.; Stuttgart.
- BÖTTCHER, R. & DUFFIN, C.J. (2000): The neoselachian shark *Sphenodus* from the Late Kimmeridgian (Late Jurassic) of Nusplingen and Egesheim (Baden-Württemberg, Germany). - Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B, **283**: 1-31, 18 figs., 1 tab., 2 pls.; Stuttgart.
- BOWEN, H. J. M. (1956): Strontium and barium in sea water and marine organisms. - Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, **35**: 451-460; London.

- BRAND, U. (1994): Morphochemical and replacement diagenesis of biogenic carbonates. - Diagenesis, 4. Developments in Sedimentology, 51: 217-282, 29 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- BRAND, U. & VEIZER, J. (1980): Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: trace elements. - Journal of Sedimentary Petrology, **50**(4): 1219-1236, 13 figs., 5 tabs.; Tulsa.
- BRAND, U. & VEIZER, J. (1981): Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-2: stable isotopes. - Journal of Sedimentary Petrology, **51**(3): 987-997, 4 figs., 3 tabs.; Tulsa.
- BRASS, G. W. (1976): The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **40**: 721-730, 4 figs., 8 tabs.; Amsterdam.
- BRINKMANN, W. (1989): Vorläufige Mitteilung über die Krokodilier-Faunen aus dem Ober-Jura (Kimmeridgium) der Kohlengrube Guimarota, bei Leira (Portugal) und der Unter-Kreide (Barremium) von Uña (Provinz Cuenca, Spanien). - Documenta Naturae, **56**: 1-28, 4 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; München.
- BROECKER, W. S. (1989): The salinity contrast between the atlantic and pacific oceans during glacial time. - Paleoceanography, **4**(2): 207-212, 6 figs., 2 tabs.; Washington.
- BRYANT, J. D., JONES, D. S., & MUELLER, P. A. (1995): Influence of freshwater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chronostratigraphy in marginal marine environments and dating of vertebrate and invertebrate faunas. - Journal of Paleontology, **69** (1): 1-6, 4 figs., 2 tabs.; Lawrence.
- BUCHWALD, M. (1995): Morphologische Untersuchungen an den Zähnen rezenter und fossiler (oberjurazeitlicher) Geigenrochen (Neoselachii, Rhinobatoidea). - 74. S., 8 Abb., 3 Tab. 21 Taf.; Hannover. [Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover].
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F., & OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. - Geology, **10**: 516-519, 1 fig., 1 tab.; Boulder.
- CANDONI, L. (1993): Découverte de *Parasymbolus* gen. et sp. nov. (Scyliorhinidae-Elasmobranchii) dans le Kimméridgien de Normandie, France. - Belgian Geological Survey, Professional Paper, **264**: 147-156, 2 Abb., 3 Taf.; Brüssel.
- CAPPETTA, H. (1987): Chondrichthyes II. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. - In: SCHULTZE, H.-P. [ed.]: Handbook of Palaeoichthyology 3B, 193 pp., Stuttgart, G. Fischer Verlag.
- CAPPETTA, H. (1992): New observations on the palaeospinacid dentition (Neoselachii, Palaeospinacidae). - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1992**: 565-570, 3. figs; Stuttgart.
- CAVIN, L., CAPPETTA, H., & SERET, B. (1995): Révision de *Belemnobatis morinicus* (Sauvage, 1873) du Portlandien du Boulonnais (Pas-de-Calais, France). - Geologica et Palaeontologica, **29**: 245-267, 9 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Marburg.
- CLEMENS, S. C., FARRELL, J. W., & GROMET, L. P. (1993): Synchronous changes in seawater strontium isotope composition and global climate. - Nature, **363**: 607-610, 2 figs., 1 tab.; London.
- CRAIG, H. (1966): Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. - Science, **154**: 1544-1548; Washington.
- CRAIG, H. & GORDON, L. I. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. - In: Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Spoleto, July 26-27, 1965. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa: 1-22; Pisa.
- CUNY, G., BUFFETAUT, E., CAPPETTA, H., MARTIN, M., MAZIN, J.M., & ROSE, J.M. (1991): Nouveaux restes de Vertébrés du Jurassique terminal du Boulonnais (Nord de la France). - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **180**(3): 323-347, 4 figs.; Stuttgart.

- DE CARLO E. H., WEN, X.-Y., & IRVING, M. (1998): The influence of redox reactions on the uptake of dissolved Ce by suspended Fe and Mn oxide particles. - *Aquatic Geochemistry*, **3**: 357–389, 6 figs., 1 tab., 11 Apps.; Amsterdam.
- DENISON, R. E., KIRKLAND, D. W., & EVANS, R. (1998): Using Strontium Isotopes to Determine the Age and Origin of Gypsum and Anhydrite Beds. - *The Journal of Geology*, **106**(1): 1-18; Chicago.
- DENISON, R. E., KOEPNICK, R. B., BURKE, W. H., HETHERINGTON, E. A., & FLETCHER, A. (1997): Construction of the Silurian and Devonian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. - *Chemical Geology*, **140**: 109-121, 2 figs., 2 apps.; Amsterdam.
- DIA, A. N., COHEN, A. S., O'NIONS, R. K., & SHACKLETON, N. J. (1992): Seawater Sr isotope variation over the past 300 kyr and influence of global climate cycles. - *Nature*, **356**: 786-788, 3 figs., 2 tabs.; London.
- DIETZ, C. (1959): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 3624 Hannover. - 177 S.; 13 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 1 Karte; Hannover.
- DODD, J.R. & STANTON, R.J. (1990): *Paleoecology Concepts and Applications*. 2. ed. - xvi, 502 pp; New York (John Wiley & Sons).
- DÖRHÖFER, S. (1974): Mikrofazielle Untersuchungen der Kalksteine des Münder Mergels von Thüste. - 40 S.; 12 Abb., 9 Taf.; 1 Anl.; Hannover. [Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover]
- DUFFIN, C.J. & THIES, D. (1997): Hybodont shark teeth from the Kimmeridgian (Late Jurassic) of northwest Germany. - *Geologica et Palaeontologica*, **31**: 235-256, 5 Abb., 4 Taf.; Marburg.
- DUFFIN, C.J. & WARD, D.J. (1993): The Early Jurassic Palaeospinacid sharks of Lyme Regis, southern England. - *Belgian Geological Survey, Professional Papers*, **264**: 53-102; Brüssel.
- ECK, D. & BOHLIN, T. (1997): Strontium in scales verifies that sympatric sea-run and stream-resident brown trout can be distinguished by coloration. - *Journal of Fish Biology*, **51**: 659–661, 1 fig.; London.
- EHRlich, H. L. (1990): *Geomicrobiology*. 2nd edition. - 646 S.; New York, Basel (dekker).
- EHRlich, H. L. (1999): Microbes as Geologic Agents: Their Role in Mineral Formation. - *Geomicrobiology Journal*, **16**: 135-153, New York.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. (1991): Limestone-Marl Alternation – An Overview. - In: EINSELE, G., RICKEN, W., & SEILACHER, A. [eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*. - 23-47, 10 figs., 1 tab.; Berlin [u. a.] (Springer).
- ELDER, R. L. & SMITH, G. R. (1984): Fish taphonomy and paleoecology. - *Geobios, Mémoires special*, **8**: 287-291, 1 fig.; Lyon.
- ELDERFIELD, H. & PAGETT, R. (1986): Rare earth elements in ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environment. - *The science of the total environment*, **49**: 175-197.
- EMSLEY, J. (1998): *The Elements*. 3rd edition. - 292 S.; Oxford, UK (Oxford University Press).
- ENTENMANN, W., HERRMANN, R. & SCHÖNFELD, M. (1983): Untersuchungen zur Genese der Gipsvorkommen im Münder Mergel bei Holzen/Ith, Südniedersachsen. - In: FISCHER, R., GRAMANN, F. & JORDAN, R.: *Der Jura im südöstlichen Niedersachsen und in der Hils-Mulde*. - Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jura-Stratigraphie: 90-94, 1 Abb.; Hannover.
- FAGEL, N., ANDRÉ, L., & DEBRABANT, P. (1997): Multiple seawater-derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61** (5): 989-1008, 9 figs., 7 tabs.; Amsterdam.
- FAURE, G. (1986): *Principles of Isotope Geology*. 2nd ed. - 589 p.; New York (Wiley & Sons).
- FISCHER, A.G. (1991): Orbital Cyclicity in Mesozoic Strata. - In: EINSELE, G., RICKEN, W., & SEILACHER, A. [eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*. - 48-62, 2 figs.; Berlin [u. a.] (Springer).

- FISCHER, R. (1991): Die Oberjura-Schichtfolge vom Langenberg bei Oker. - Arbeitskreis Paläontologie Hannover, **19**(2): 21-36, 8 Abb.; Hannover.
- FLEET, A.J. (1984): Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. - In: HENDERSON, P. [ed.]: Rare earth element geochemistry. - Developments in geochemistry, **2**: 343-373; 15 figs., 2 tabs.; Amsterdam (Elsevier Science Publ.).
- FÖLLMI, K. B. (1995): 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorous burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. - *Geology*, **23**(6): 503-506, 3 figs.; Boulder.
- FÜRSICH, F. T. & OSCHMANN, W. (1986): Storm shell beds of *Nanogyra virgula* in the upper Jurassic of France. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **172**: 141-161, 10 figs., 2 tabs.; Stuttgart.
- GALLAHAR, N. K. & KINGSFORD, M. J. (1996): Factors influencing Sr/Ca ratios in otoliths of *Girella elevata*: an experimental investigation. - *Journal of Fish Biology*, **48**: 174-186, London.
- GRAMANN, F. (1971): Mikrofauna des Malm. - In: HERRMANN, A.: Die Asphaltkalk-Lagerstätte bei Holzen/Ith auf der Südwestflanke der Hils-Mulde. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **95**: 74-83, Taf. 5; Hannover.
- GRAMANN, F. & LUPPOLD, F.-W. (1991): Zur Mikropaläontologie des oberen Jura im Autobahn-Einschnitt Uppen, östlich Hildesheim, und der Grenze Korallenoolith - Kimmeridge in Niedersachsen. - *Geologisches Jahrbuch*, **A126**: 197-229, 6 Abb., 4 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- GRAMANN, F. & JORDAN, R. & KEMPER, E. & SIMON, P. & VOSS, H.-H. (1975): Der Oberjura im Raum Deister, Süntel und Osterwald. Fauna und Sedimentation. - Exkursion B, 45. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, 45 S., zahlr. Abb.; Hannover.
- GRAMANN, F., HEUNISCH, C., KLASSEN, H., KOCKEL, F., KATSCHOREK, T., DULCE, G., HARMS, F.-J., MÖNNIG, E., SCHUDACK, M., SCHUDACK, U., THIES, D., WEISS, M. & HINZE, C. (Koord.) (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken - Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **148**: 165-236, 18 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- GRANDE, L. & BEMIS, W. E. (1998): A comprehensive phylogenetic study of Amiid fishes (Amiidae) based on comparative skeletal anatomy. An empirical search for interconnected patterns of natural history. - *Society of Vertebrate Paleontology Memoir* 4: i-x, 1-690, 435 figs., 169 tabs., 6 apps.; Lawrence.
- GRANDJEAN, P. & ALBARÈDE, F. (1989): Ion probe measurement of rare earth elements in biogenic phosphates. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 3179-3183; Amsterdam.
- GRANDJEAN, P., CAPETTA, H., & ALBARÈDE, F. (1988): The REE and ϵNd of 40-70 Ma old fish debris from the West-African platform. - *Geophysical research letters*, **15**(4): 389-392; Washington, DC.
- GRANDJEAN, P., CAPETTA, H., MICHARD, A., & ALBARÈDE, F. (1987): The assessment of REE patterns and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios in fish remains. - *Earth and Planetary Science Letters*, **84**: 181-196; Amsterdam.
- GRAU, R. (1996): Versenkungsdiagenese pelagischer Sedimente unter erhöhtem Wärmefluß, DSDP Legs 68-70, Sites 501/504 und 505 (Panama-Becken, östl. Pazifik). - *Documenta naturae*, **103**: 173 S.; 68 Abb., 27 Tab., 2 Taf.; München.
- GROMET, L.P., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A., & KOROTEV, R.L. (1984): The „North American Shale Composite“: Its compilation, major and trace element characteristics. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 2469-2482; Amsterdam.
- HALLAM, A. (1993): Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record. - *Philosophical Transactions, Biological Sciences, Royal Society of London*, **341**: 287-296, 4 figs.; London.

- HANNIGAN, R.E. & BASU, A.R. (1998): Late diagenetic trace element remobilization in organic-rich black shales of the Taconic foreland basin of Québec, Ontario and New York. - In: SCHIEBER, J., ZIMMERLE, W., & SETHI, P.S. [eds.]: *Mudstones and shales: Recent progress in shale research*: 337–342, 6 figs., 7 tabs.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung)
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, A.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G., & SMITH, D.G. (1990): *A geologic time scale 1989*. - 263 p., Cambridge (Cambridge University Press).
- HARMS, F.-J. (1984): *Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 4025 Freden*. - 168 S.; 20 Abb., 18 Tab., 7 Karten; Hannover.
- HARTUNG, J. & ELPELT, B. (1995): *Multivariate Statistik. Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik*, 5. Aufl. - xiv + 815 S., 138 Abb.; München (R. Oldenbourg Verlag).
- HELM, C. & SCHÜLKE, I. (1998): A Coral microbialite Patch Reef from the Late Jurassic (*florigemma*-Bank, Oxfordian) of NW Germany (Süntel Mountains). - *Facies*, **39**: 75-104, 8 figs., 1 tab., 6 pls.; Erlangen.
- HENDERSON, P. (1984): General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. - In: HENDERSON, P. [ed.]: *Rare earth element geochemistry. - Developments in geochemistry*, **2**: 1-32; 14 figs., 7 tabs.; Amsterdam (Elsevier Science Publ.).
- HERBIN, J.-P. & GEYSSANT, J.R. (1993): «Ceintures organiques» au Kimméridgien/Tithonien en Angleterre (Yorkshire, Dorset) et en France (Boulonnais). - *Comptes rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, **317 II**: 1309-1316; 2 figs.; Paris.
- HERRMANN, A. (1971), mit Beiträgen von GRAMANN, F., JORDAN, R. & SCHMID, F.: Die Asphaltkalk-Lagerstätte bei Holzen/Ith auf der Südwestflanke der Hils-Mulde. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **95**: 74-83, Taf. 5; Hannover.
- HILTERMANN, H. (1966): Klassifikation rezenter Brack- und Salinar-Wässer in ihrer Anwendung für fossile Bildungen. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft [für 1963]*, **115**: 463-496, 7 Abb., 2 Tab., Taf. 11+12; Hannover.
- HOLMDEN, C., CREASER, R. A., & MUEHLENBACHS, K. (1997): Paleosalinities in ancient brackish water systems determined by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in carbonate fossils: A case study from the Western Canada Sedimentary Basin. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61** (10): 2105-2118, 7 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- HOLSER, W. T., MAGARITZ, M., & WRIGHT, J. (1986): Chemical and isotopic variations in the world ocean during Phanerozoic time. - In: WALLISER, O. H. [ed.]: *Global bio-events. A critical approach. - Lecture Notes in Earth Sciences*, **8**: 63-74, 7 figs.; Berlin (Springer).
- HOYER, P. (1965): Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister, Osterwald und Süntel. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **61**: 1-249, 16 Abb., 3 Tab., 11 Taf.; Hannover.
- HUBERT, J. F., PANISH, P. T., CHURE, D. J., & PROSTAK, K. S. (1996): Chemistry, microstructure, petrology, and diagenetic model of Jurassic dinosaur bones, Dinosaur National Monument, Utah. - *Journal of Sedimentary Research*, **66** (3): 531-547, 12 figs., 2 tabs.; Lawrence.
- HUCKRIEDE, R. (1967): Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpultit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung. - Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, **67**: 1-263, 32 Abb., 25 Taf.; Hannover.
- IACUMIN, P., BOCHERENS, H., MARIOTTI, A., & LONGINELLI, A. (1996): Oxygen isotope analyses of co-existing carbonate and phosphate in biogenic apatite: a way to monitor diagenetic alteration of bone phosphate? - *Earth and Planetary Science Letters*, **142**: 1-6, 3 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- ISRAELSON, C. & BUCHARDT, B. (1999): Strontium and oxygen isotopic composition of East Greenland rivers and surface waters: implication for palaeoenvironmental interpretation. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **153**: 93–104; 6 figs., 3 tabs.; Amsterdam.

- JAHNKE, H. & RITZKOWSKI, S. (1980): Die Fazies-Abfolge im Münden-Mergel der Steinbrüche bei Thüste (Ober-Jura, Hilsmulde). - *Berichte der naturhistorischen Gesellschaft Hannover*, **123**: 45-62, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- JANOŠEK, V., ROGERS, G. & BOWES, D. R. (1995): Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. - *Geologische Rundschau*, **84**: 520-534, 8 figs., 1 tab.; Berlin.
- JOBLING, M. (1995): *Environmental Biology of Fishes*. - *Fish and Fisheries*, **16**: XII + 455 S.; London, Glasgow, New York, u. a. (Chapman & Hall).
- JONES, C. E., JENKYN, H. C., COE, A. L., & HESSELBO, S. P. (1994): Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58** (14): 3061-3074, 7 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- JORDAN, H. (1994): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 4024 Alfeld. - 126 S.; 17 Abb., 13 Tab., 7 Karten; Hannover.
- JORDAN, R. (1971): Zur Salinität des Meeres im höheren Oberen Jura Nordwestdeutschlands. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft [für 1970]*, **122**: 231-241, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- JURKSCHAT, T., STEFFAHN, J. & GLIES, K. (1993): Lithologisches Profil der *Gigas*-Schichten bei Varrigsen, Leinebergland. Mittelseminarbeitrag am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover. [unveröff. Manuskript]
- KAIM, W. & SCHWEDERSKI, B. (1995): *Bioanorganische Chemie*. 2. Aufl. - 460 S.; Stuttgart (B.G. Teubner).
- KALISH, J. M. (1989): Otolith microchemistry: validation of the effects of physiology, age and environment on otolith composition. - *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **132**: 151-178; Amsterdam.
- KALISH, J. M. (1990): Use of Otolith Microchemistry to Distinguish the Progeny of Sympatric Anadromous and Non-anadromous Salmonids. - *U.S. Fishery Bulletin*, **88** (4): 657-666, 3 figs., 2 tabs.; Washington, D.C.
- KASTNER, A. (1988): Makrobenthosvergesellschaftungen aus dem Unteren und Mittleren Kimmeridge vom Langenberg bei Oker. - 124 S., 26 Abb., 15 Tab.; Hannover. - [unveröff. Diplomarbeit, Universität Hannover]
- KASTNER, M. (1999): Oceanic minerals: Their origin, nature of their environment, and significance. - *Proceedings of the National Academy of Science USA*, **96**: 3380-3387, 2 figs., 1 tab.; Washington.
- KOCH, P. L., HALLIDAY, A. N., WALTER, L. M., STEARLEY, R. F., HUSTON, T. J., & SMITH, G. R. (1992): Sr isotopic composition of hydroxyapatite from recent and fossil salmon: the record of lifetime migration and diagenesis. - *Earth and Planetary Science Letters*, **108**: 277-287, 5 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- KOLODNY, Y. & LUZ, B. (1991): Oxygen isotopes in phosphates of fossil fish - Devonian to Recent. - In: TAYLOR, JR., H. P., O'NEIL, J. R., & KAPLAN, I. R. [ed.] (1991): *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*. - *Geochemical Society, special publication*, **3**: 105-119, 5 figs., 3 tabs.; San Antonio (Geochem. Soc.).
- KOLODNY, Y. & LUZ, B. (1992): Isotope signatures in phosphate deposits: Formation and diagenetic history. - In: CLAUER, N. & CHAUDHURI, S. [eds.]: *Isotopic signatures and sedimentary records*. - *Lecture Notes in Earth Sciences*, **43**: 70-121, 4 figs., 1 tab.; Berlin (Springer).
- KOLODNY, Y. & RAAB, M. (1988): Oxygen isotopes in phosphatic fish remains from Israel: paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **64**: 59-67; Amsterdam.

- KOLODNY, Y., LUZ, B., & NAVON, O. (1983): Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatite. I: Fish bone apatite - rechecking the rules of the game. - *Earth and Planetary Science Letters*, **64**: 398-404; Amsterdam.
- KOLODNY, Y., LUZ, B., SANDER, M., & CLEMENS, W. A. (1996): Dinosaur bones: fossils or pseudomorphs? The pitfall of physiology reconstruction from apatitic fossils. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **126**: 161-171, 3 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- KRIWET, J. (1999a): Pycnodont fishes (Neopterygii, †Pycnodontiformes) from the Lower Cretaceous of Uña (E-Spain) with comments on branchial teeth in pycnodontid fishes. - In: ARRATIA, G. (ed.): *Mesozoic Fishes - Systematics and the Fossil Record*. Proceedings of the 2nd international meeting, Buckow 1997: 215-238, 12 figs., 1 tab.; München (F. Pfeil).
- KRIWET, J. (1999b): Schädelanatomie und Nahrung pycnodonter Fische (Neopterygii; Pycnodontiformes). - *Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung)*, **99/8**: 46; Bonn.
- KRIWET, J., POYATO-ARIZA, F.J. & WENZ, S. (1999): A revision of the pycnodontid fish *Coelodus subdiscus* Wenz 1989, from the Early Cretaceous of Montsec (Lleida, Spain). - *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **8**: 33-65, 6 figs., 1 tab., 3 pls.; Barcelona.
- KRIWET, J., RAUHUT, O.W.M. & GLOY, U. (1997): Microvertebrate remains (Pisces, Archosauria) from the Middle Jurassic (Bathonian) of southern France. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **205**: 393-411, 10 figs., 2 tabs.; Stuttgart.
- LAENEN, B., HERTOGEN, J., & VANDENBERGHE, N. (1997): The variation of the trace-element content of fossil biogenic apatite through eustatic sea-level cycles. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **132**(1-4): 325-342, 8 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- LAVELLE, M. & ARMSTRONG, R. A. (1993): Strontium isotope ratios in modern biogenic and chemical marine precipitates from southern Africa. - *South African journal of science*, **89**(11/12): 533-536; Johannesburg.
- LÉCUYER, C., GRANDJEAN, P., O'NEIL, J. R., CAPETTA, H., & MARTINEAU, F. (1993): Thermal excursions in the ocean at the Cretaceous-Tertiary boundary (northern Morocco): $\delta^{18}\text{O}$ record of phosphatic fish debris. - *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **105**(3-4): 235-244, 2 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- LEIDNER, A. (1997): Schuppen oberjurazeitlicher Elasmobranchier. - 36 S., 1 Abb., 80 Taf.; Hannover. [Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover]
- LEIDNER, A. (1999): The Synechodontiformes DUFFIN & WARD 1993 - a concept confirmed by scale-morphologic features. - In: CANUDO, J. I. & CUENCA-BESCÓS, G. (eds): *IV European Workshop on Vertebrate Palaeontology*. Albarracín (Teruel, Spain), June 1999: p. 61; Zaragoza. [Vortragszusammenfassung]
- LEIDNER, A. & THIES, D. (1999): Placoid scales and oral teeth of Late Jurassic elasmobranchs from Europe. - In: ARRATIA, G. (ed.): *Mesozoic Fishes - Systematics and the Fossil Record*. Proceedings of the 2nd international meeting, Buckow 1997: 29-40, 3 figs.; München (F. Pfeil).
- LEHMEN-SCHARF, M. (1989): Mikropaläontologische Untersuchungen im Grenzbereich Oxfordium/Kimmeridgium des Langenbergs bei Oker (nördl. Harzvorland). - 66 S., 11 Abb., 7 Tab.; Hannover. [Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover]
- LERCHE, D. & NOZAKI, Y. (1998): Rare earth elements of sinking particulate matter in the Japan Trench. - *Earth and Planetary Science Letters*, **159**: 71-86, 11 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- LEV, S.M., MCLENNAN, S.M., MEYERS, W.J. & HANSON, G.N. (1998): A petrographic approach for evaluating trace-element mobility in a black shale. - *Journal of Sedimentary Research*, **68**(5): 970-980, 8 figs., 1 tab.; Tulsa.

- LEV, S.M., MCLENNAN, S.M., & HANSON, G.N. (1999): Mineralogic controls on REE mobility during black-shale diagenesis. - *Journal of Sedimentary Research*, **69**(5): 1071-1082, 11 figs., 2 tabs.; Tulsa.
- LÖHRMANN, C. (1988): Mikrofazielle Analyse von Gesteinen des Ober-Kimmeridge vom Langenberg bei Oker und Entwicklung eines Programms zur Mikrofazies-Analyse. - 71 S., 25 Abb., 1 Tab.; Hannover. [Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover]
- LONGINELLI, A. & NUTI, S. (1973): Revised phosphate-water isotopic temperature scale. - *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: 373-376; Amsterdam.
- LOWENSTAM, H.A. & WEINER, S. (1989): On biomineralization. - IX, 324 S.; New York u. a. (Oxford University Press).
- LUTZE, G. F. (1960): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland. - *Geologisches Jahrbuch*, **77**: 391-532, 20 Abb., 8 Tab., Taf. 26-46; Hannover.
- LUTZE, G. F. (1963): Unter-Oxford im Hildesheimer Jurazug. - *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft* [für 1962], **114**(2): 360-377, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- LUZ, B., KOLODNY, Y., & KOVACH, J. (1984): Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatite. III: Conodonts. - *Earth and Planetary Science Letters*, **69**: 255-262; Amsterdam.
- MAISEY, J. G. (1976): The Jurassic Selachian fish *Protospinax* WOODWARD. - *Palaeontology*, **19**: 733- 747, 8 text-figs., 2 pls.; London.
- MARSH, M. (1989): High capacity calcium-binding proteins as intermediate calcium carriers in biological mineralization. - In: CRICK, R.E. [ed.] (1989): Origin, evolution, and modern aspects of biomineralization in plants and animals. - 289-298, 2 figs.; New York, N.Y. u. a. (Plenum Press).
- MARTILL, D.M., CHONG, D.G. & PARDO, R. (1998): A new pycnodont (Pisces, Actinopterygii) from the Jurassic of Chile. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1998**(8): 485-493, 4 figs.; Stuttgart.
- MARTIN, E. E. & HALEY, B. A. (2000): Fossil fish teeth as proxies for seawater Sr and Nd isotopes. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(5): 835-847, 7 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- MARTIN, G. P. R. & WEILER, W. (1957): Das Aldorfer Otolithen-„Pflaster“ und seine Fauna (Mittlerer Münder Mergel, Malm). - *Senckenbergiana lethaea*, **38**: 211-249, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Frankfurt am Main.
- MCARTHUR, J. M. (1994): Recent trends in strontium isotope stratigraphy. - *Terra Nova*, **6**: 331-358, 12 figs., 6 tabs.; Oxford.
- MCARTHUR, J. M. & HERCZEG, A. (1990): Diagenetic stability of the isotopic composition of phosphate-oxygen: palaeoenvironmental implications. - In: NOTHOLT; A. J. G. & JARVIS, I. [ed.] (1990): Phosphorite research and development: selection of papers. - Special publication. Geological Society of London, **52**: 119-124, 1 fig., 2 tabs.; London (Geological Society).
- MCDOWALL, R. M. (1988): Diadromy in Fishes. Migrations between Freshwater and Marine Environments. - IX + 308 S.; London (Croom Helm).
- MOORE, G. T., HAYASHIDA, D. N., ROSS, C. A. & JACOBSON, S. R. (1992a): Paleoclimate of the Kimmeridgian/ Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**: 113-150, 26 figs., 2 tabs.; Amster-dam.
- MOORE, G. T., SLOAN, L. C., HAYASHIDA, D.N., & UMRIGAR, N. P. (1992b): Paleoclimate of the Kimmeridgian/ Tithonian (Late Jurassic) world: II. Sensitivity tests comparing three different paleotopographic settings.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**: 229-252, 19 figs.; Amsterdam.
- MOSEBACH, K.-O. (1986): Biochemie für Zahnmediziner. - XIII + 444 S., 257 Abb., 23 Tab.; Stuttgart, New York (G. Thieme Verlag).

- MUDROCH, A. (1993): Mikrovertebratenreste aus dem Kimmeridgium des Langenbergs bei Oker (Nördl. Harzvorland). - 103 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Hannover. [Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover]
- MUDROCH, A. & THIES, D. (1996) Knochenfischzähne (Osteichthyes, Actinopterygii) aus dem Oberjura (Kimmeridgium) des Langenbergs bei Oker (Norddeutschland). - *Geologica et Palaeontologica*, **30**: 239-269, 6 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Marburg.
- MUDROCH, A., THIES, D., & BAUMANN, A. (1997): Sr isotopic evolution of Late Jurassic epeiric seas shown on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analysis of fossil fish teeth. - *Journal of the Czech Geological Society*, **42**(3): p. 89; Prag. - [MAEGS - 10, Challenges to Chemical Geology, Abstracts].
- MUDROCH, A., THIES, D. & BAUMANN, A. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Analysis on Late Jurassic fish teeth. Implications for paleosalinity of fossil habitats. - In: ARRATIA, G. (ed.): *Mesozoic Fishes - Systematics and the Fossil Record. Proceedings of the 2nd international meeting, Buckow 1997*: 595-604, 7 figs., 1 app.; München (F. Pfeil).
- MUDROCH, A., THIES, D. & LEIDNER, A. (1998): Fish faunas from Late Jurassic marine sediments of the Boulonnais (Nord-Pas de Calais, France). - In: JAGT, J. W. M., LAMBERS, P. H., MULDER, E. W. A. & SCHULP, A. S. (eds.): *Third European Workshop on Vertebrate Palaeontology. Maastricht, 6-9 May 1998*: 53-54; Maastricht (Natuurhistorisch Museum Maastricht). [Abstract].
- NANCOLLAS, G. H. (1989): *In vitro* studies of calcium phosphate crystallisation. - In: MANN, S., WEBB, J., & WILLIAMS, R. J. P. (1989): *Biom mineralization - chemical and biochemical perspectives*. - 157-187, 10 figs., 1 tab.; Weinheim (VCH).
- NELSON, D. J. (1967): The prediction of ^{90}Sr uptake in fish using data on specific activities and biological half lives. - In: ÅBERG, B. & HUNGATE, F. P. (eds.): *Radioecological concentration processes*. - 843-851, 1 fig., 4 tabs.; Oxford, London, etc. (Pergamon Press).
- NEWSELY, H. (1989): Fossil bone apatite. - *Applied Geochemistry*, **4**: 233-245, 7 figs.; London.
- O'NEIL, J. R., ROE, L. J., REINHARD, E., & BLAKE, R. E. (1994): A rapid and precise method of oxygen isotope analysis of biogenic phosphate. - *Israelian Journal of earth Sciences*, **43**: 203-212; Tel Aviv.
- OPHEL, I. L. & JUDD, J. M. (1967): Experimental studies of radiostrontium accumulation by freshwater fish from food and water. - In: ÅBERG, B. & HUNGATE, F. P. (eds.): *Radioecological concentration processes*. - 859-865, 3 tabs., 1 app.; Oxford, London, etc. (Pergamon Press).
- OSCHMANN, W. (1985): Faziesentwicklung und Provinzialismus in Nordfrankreich und Südengland zur Zeit des obersten Jura (Oberkimmeridge-Portland). - *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Geologie und Paläontologie*, **2**: 1-119, 32 Abb., 9 Taf.; München.
- OSCHMANN, W. (1988): Kimmeridge Clay sedimentation - A new cyclic model. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**: 217-251, 28 figs.; Amsterdam.
- OSCHMANN, W. (1990): Environmental cycles in the late Jurassic northwest European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. - *Sedimentary Geology*, **69**: 313-332, 17 figs.; Amsterdam.
- OSCHMANN, W., HERBIN, J. P., RÖSSLER, J., & LIU, C. (1997): Milankovitch-Zyklen im Kimmeridge Clay (England, Oberjura) ermittelt aus palökologischen und geochemischen Daten. - *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil 1*, **1996** (5/6): 545-560, 6 Abb.; Stuttgart.
- OTAKE, T., ISHII, T., ISHII, T., NAKAHARA, M., & NAKAMURA, R. (1997): Changes in otolith strontium:calcium ratios in metamorphosing *Conger myrisaster leptocephali* - *Marine Biology*, **128**: 565-572, 7 figs.; Berlin.
- OTTOMANN, A. (1991): Sedimentgeologie und halokinetische Prozesse im Oberen Jura der Schachtenanlage KONRAD/ Bleckenstedter Mulde. - *Braunschweiger geologisch-paläontologische Dissertationen*, **13**: 119 S., 36 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Braunschweig.

- PAPE, H. (1970): Die Malmschichtfolge vom Langenberg bei Oker (nördl. Harzvorland). - Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Technischen Universität Hannover, **9**: 41-134, 5 Abb., 14 Taf.; Hannover.
- PARKER, R. B. & TOOTS, H. (1970): Minor elements in fossil bone.- Geological Society of America Bulletin, **81**: 925-932; 3 figs., 2 tabs.; Boulder.
- PARKER, R. B., TOOTS, H., & MURPHY, J. W. (1974): Leaching of sodium from skeletal parts during fossilization. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 1317-1321, 4 tabs.; Amsterdam.
- PATE, F. D., HUTTON, J. T., & NORRISH, K. (1989): Ionic exchange between soil solution and bone: toward a predictive model. - *Applied Geochemistry*, **4**: 303-316, 1 fig., 7 tabs.; London.
- PICARD, S, GARCIA, J.-P., LÉCUYER, C., SHEPPARD, S. M. F., CAPPETTA, H., & EMIG, C. C. (1998): $\delta^{18}\text{O}$ values of coexisting brachiopods and fish: Temperature differences and estimates of paleo-water depths. - *Geology*, **26**(11): 975-978, 3 figs., 1 tab.; Boulder.
- PLOTE, H. (1959): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Korallenoolith zwischen Wesergebirge und Gifhorner Trog. - 76 S., 3 Abb., 2 Taf., 3 Profiltaf.; Braunschweig. [Dissertation TH Braunschweig]
- POLIKARPOV, G. G. (1967): Regularities of uptake and accumulation of radionuclides in aquatic organisms. - In: ÅBERG, B. & HUNGATE, F. P. (eds.): Radioecological concentration processes. - 819-825; Oxford, London, etc. (Pergamon Press).
- POYATO-ARIZA, F. J., TALBOT, M.R., FREGENAL-MARTÍNEZ, M.A., MELÉNDEZ, N., & WENZ, S. (1998): First isotopic and multidisciplinary evidence for nonmarine coelacanths and pycnodontiform fishes: palaeoenvironmental implications. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **144**: 65-84, 5 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- PROCTOR, C. H. & THRESHER, R. E. (1998): Effects of specimen handling and otolith preparation on concentration of elements in fish otoliths. - *Marine Biology*, **131**: 681-694, 8 figs., 3 tabs.; Berlin.
- PROUST, J. N., DECONINCK, J. F., GEYSSANT, J. R., HERBIN, J. P. & VIDIER, J. P. (1993): Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais (France). - *Comptes rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, **316 II**: 363-369; 1 fig.; Paris.
- PROUST, J. N., DECONINCK, J. F., GEYSSANT, J. R., HERBIN, J. P. & VIDIER, J. P. (1995): Sequence analytical approach to the Upper Kimmeridgian-Lower Tithonian storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. - *Geologische Rundschau*, **84**: 255-271, 9 figs., 1 tabl.; Berlin, Heidelberg.
- RADTKE, R. L. (1989): Strontium-calcium concentration ratios in fish otoliths as environmental indicators. - *Comparative Biochemistry and Physiology A*, **92**: 189-193, 2 figs., 2 tabs.; Tarrytown, NY.
- RADTKE, R. L., TOWNSEND, D. W., FOLSOM, S. D. & MORRISON, M. A. (1990): Strontium/calcium concentration ratios in otoliths of herring larvae as indicators of environmental histories. - *Environmental Biology of Fishes*, **27**: 51-61, Den Haag. [unvollständig]
- RASMUSSEN, B. (1996): Early diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: A major sink for oceanic phosphorus. *American journal of science*, **296**(6): 601-632; New Haven.
- REUTER, M. (2000): Litho- und biofazielle Untersuchung eines Riffkomplexes in der „Oberen Korallenbank“ des östl. Osterwalds. - Unveröff. Diplomarbeit, Universität Hannover.
- RICHTER, F. M. (1993): Fluid flow in deep-sea carbonates: estimates based on porewater Sr. - *Earth and Planetary Science Letters*, **119**: 133-141, 5 figs.; Amsterdam.

- RICHTER, F. M., & DEPAOLO, D. J. (1988): Diagenesis and Sr isotopic evolution of seawater using data from DSDP 590B and 575. - *Earth and Planetary Science Letters*, **90**: 382-394, 9 figs., 3 tabs.; Amsterdam.
- RICHTER, F. M., & LIANG, Y. (1993): The rate and consequences of Sr diagenesis in deep-sea carbonates. - *Earth and Planetary Science Letters*, **117**: 553-565, 5 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- RICKEN, W. (1991): Time span assessment - an overview. - In: EINSELE, G., RICKEN, W., & SEILACHER, A. [eds.]: *Cycles and events in stratigraphy*. - 773-794, 10 figs.; Berlin [u. a.] (Springer).
- SAGEMANN, J., BALE, S. J., BRIGGS, D. E. G., & PARKES, R. J. (1999): Controls on the formation of authigenic minerals in association with decaying organic matter: An experimental approach. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**(7/8): 1083-1095, 5 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- SAINT-SEINE, P. DE (1949): Les Poissons des Calcaires Lithographiques de Cerin (Ain). - *Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon*, **2**: I-VII, 1-357, 120 Abb., 26 Taf.; Lyon.
- SAUVAGE, H.-E. (1868): Poissons fossiles des formations secondaires du Boulonnais. - *Mémoires de la Société Académique de l'Arrondissement de Boulogne-sur-Mer*, **2** (1866-1867): 53-152, 4 pls.; Boulogne-sur-Mer.
- SAUVAGE, H.-E. (1873): Notice sur un spathobate du terrain portlandiende Boulogne-sur-Mer. - *Bulletin de la Société Académique de Boulogne-sur-Mer*, **2**: 94-103; Boulogne-sur-Mer.
- SAUVAGE, H.-E. (1880): Synopsis des poissons et des reptiles des terrains jurassiques de Boulogne-sur-Mer. - *Bulletin de la Société Géologique de France, Série 3*, **8**: 524-547; Paris.
- SAUVAGE, H.-E. (1901): Les pycnodontes du Jurassique supérieur du Boulonnais. - *Bulletin de la Société Géologique de France, Série 4*, **1**: 542-550; Paris.
- SAVIN, S. M. (1977): The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. - *Annual review of earth and planetary sciences*, **5**: 319-355; Palo Alto.
- SCHÄFER, W. (1962): *Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee*. - 666 S., 277 Abb., 36 Taf.; Frankfurt/Main (Verl. W. Kramer).
- SCHAEFFER, B. & PATTERSON, C. (1984): Jurassic Fishes from the Western United States. With Comments on Jurassic Fish Distribution. - *American Museum Novitates*, **2796**: 86 S., 39 Abb., 4 Tab.; New York.
- SCHINDLER, E., SCHÜLKE, I. & ZIEGLER, W. (1998): The Frasnian/Famennian boundary at the Sessacker Trench section near Oberscheld (Dill Syncline, Rheinisches Schiefergebirge, Germany). - *Senckenbergiana lethaea*, **77**(1/2): 243-261, 3 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Frankfurt.
- SCHMIDT, G. (1955): Stratigraphie und Mikrofauna des mittleren Malm im nordwest-deutschen Bergland. - *Abhandlungen der Senckenberischen Naturforschenden Gesellschaft*, **491**: 1-76, 2 Abb., 18 Taf., 1 geol. Karte; Frankfurt/Main.
- SCHMITTNER, K.-E. & GIRESE, P. (1999): Micro-environmental controls on biomineralization: superficial processes of apatite and calcite precipitation in Quaternary soils, Roussillon, France. - *Sedimentology*, **46**(3): 463-476; Oxford.
- SCHMITZ, B., ÅBERG, G., WERDELIN, L., FOREY, P., & BENDIX-ALMGREEN, S. E. (1991): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Na, F, Sr, and La in skeletal fish debris as a measure of the paleosalinity of fossil-fish habitats. - *Geological Society of America Bulletin*, **103**: 786-794; 5 figs., 3 tabs.; Boulder.
- SCHMITZ, B., INGRAM, S. L., DOCKERY III, D. T., & ÅBERG, G. (1997): Testing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as a paleosalinity indicator on mixed marine, brackish-water and terrestrial vertebrate skeletal apatite in late Paleocene-early Eocene near-coastal sediments, Mississippi. - *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **140**: 275-287, 4 figs., 4 tabs.; Amsterdam.

- SCHÖNDORF, F. (1909): Das Profil des Oberen Jura am Bahnhof Linden-Fischerhof bei Hannover. - Jahresberichte des Niedersächsischen geologischen Vereins, **2**: 97-125, 1 Faltblatt; Hannover.
- SCHÖNDORF, F. (1914): Die Weiß-Jura-Aufschlüsse von Völksen am Deister. - Jahresberichte des Niedersächsischen geologischen Vereins, **7**: 125-144, Taf. 6-7, 1 Karte; Hannover.
- SCHÖNFELD, M. (1979): Stratigraphische, fazielle, paläogeographische und tektonische Untersuchungen im Oberen Malm des Deisters, Osterwaldes und Süntels (NW-Deutschland). - Clausthaler Geologische Abhandlungen, **35**: 270 S., 15 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- SCHUDACK, M. E. (1996): Die Charophyten des Niedersächsischen Beckens (Oberjura-Berriasium): Lokalzonierung, überregionale Korrelation und Palökologie. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **200**(1/2): 27-52, 24 figs., 2 tabs.; Stuttgart.
- SCHÜLKE, I. (1993): Die Oxford-Schichtfolge im Steinbruch Riesenberg (NW' Hameln). - Arbeitskreis Paläontologie Hannover, **3**: 38-48, 6 Abb.; Hannover.
- SCHÜLKE, I. (1997): *Rioulina deisteriensis* (STRUCKMANN) from the Heersumer Schichten (Brachiopoda, Thecideidina, Middle Oxfordian, Northwestern Germany). - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1997**: 465-476, 5 figs.; Stuttgart.
- SCHÜLKE, I. & HELM, C. (2000): A new thecideidid species (Brachiopoda, Spiriferida) from the Late Jurassic (Oxfordian) of Northwestern Germany. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **2000**(5): 257-270, 5 figs.; Stuttgart.
- SCHULZE, K.H. (1975): Mikrofazielle, geochemische und technologische Eigenschaften von Gesteinen der Oberen Heersumer Schichten und des Korallenoolith (Mittleres bis Oberes Oxfordium NW-Deutschlands) zwischen Weser und Leine. - Geologisches Jahrbuch, **D11**: 3-102, 6 Abb., 6 Tab., 20 Taf.; Hannover.
- SCHWEIGERT, G. (1999): Neue biostratigraphische Grundlagen zur Datierung des nord-westdeutschen höheren Malm. - Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen, **25**: 25-40, 7 Abb.; Osnabrück.
- SECOR, D. H. (1992): Application of otolith microchemistry analysis to investigate anadromy in Chesapeake Bay striped bass *Morone saxatilis*. - U.S. Fishery Bulletin, **90** (4): 798-806, 5 figs., 4 tabs.; Washington, D.C.
- SECOR, D. H. & ROOKER, J. R. (2000): Is otolith strontium a useful scalar of life cycles in estuarine fishes? - Fisheries Research, **46**: 359-371; Amsterdam.
- SELLWOOD, B. W. & PRICE, G. D. (1993): Sedimentary facies as indicators of Mesozoic palaeoclimate. - Philosophical Transactions, Biological Sciences, Royal Society of London, **341**: 225-233, 2 figs., 1 tab.; London.
- SHAW, H.F. & WASSERBURG, G.J. (1985): Sm-Nd in marine carbonates and phosphorites: implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **49**: 503-508; Amsterdam.
- SHEMESH, A. (1990): Crystallinity and diagenesis of sedimentary apatites. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **54**: 2433-2438, 8 figs., 2 tabs.; Amsterdam.
- SIEGFRIED, P. (1952): Die Heersumer Schichten im Hildesheimer Jura-Zug. - Geologisches Jahrbuch, **67**: 273-360, 18 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Hannover.
- SILLEN, A. (1986): Biogenic and diagenetic Sr/Ca in Plio-Pleistocene fossils of the Omo Shungara Formation. - Paleobiology, **12**(3): 311-323; Chicago.
- SIMKISS, K. & WILBUR, K.M. (1989): Biomineralization : cell biology and mineral deposition . - XIV, 337 S.; San Diego [u. a.] (Academic Press).
- SMALLEY, P. C., HIGGINS, A. C., HOWARTH, R. J., NICHOLSON, H., JONES, C. E., SWINBURNE, N. H. M., & BESSA, J. (1994): Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a

- reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks. - *Geology*, **22**: 431-434, 4 figs., 1 tab.; Boulder.
- SMITH, G. R., STEARLEY, R. F., & BADGLEY, C. E. (1988): Taphonomic bias in fish diversity from Cenozoic floodplain environments. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **63**: 263-273, 2 figs., 4 tabs.; Amsterdam.
- STAUDIGEL, H., DOYLE, P., & ZINDLER, A. (1985/86): Sr and Nd isotope systematics in fish teeth. - *Earth and Planetary Science Letters*, **76**: 45-56, 6 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. - *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 359 - 362.
- STILLE, P. (1994): Nd-Sr isotope evidence for dramatic changes of paleocurrents in the Atlantic Ocean during the past 80 m.y. - *Geology*, **20**: 387-390, 3 figs.; Boulder.
- STILLE, P., STEINMANN, M., & RIGGS, S.R. (1996): Nd isotope evidence for the evolution of the paleocurrents in the Atlantic and Tethys Oceans during the past 180 Ma. - *Earth and Planetary Science Letters*, **144**(1-2): 9-19; Amsterdam.
- STOUT, P. M. (1985): Interstitial water chemistry and diagenesis of biogenic sediments from the eastern equatorial Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 85. - In: BAILEY, M. G. [ed.]: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **85**: 805-820, 10 figs., 7 tabs.; Washington (National Science Foundation).
- STRASSER, A. (1991): Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: Autocyclic and allocyclic processes. - In: EINSELE, G., RICKEN, W., & SEILACHER, A. [eds.]: Cycles and events in stratigraphy. - 709-721, 9 figs., 2 tabs.; Berlin [u. a.] (Springer).
- STRUCKMANN, C. (1878): Der Obere Jura der Umgegend von Hannover. - 1-169, 7 Taf., Hannover (Hahn'sche Buchhandlung).
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1995): The geochemical evolution of the continental crust. - *Reviews of geophysics*, **33**(2): 241-265; Los Angeles.
- THIES, D. (1983): Jurazeitliche Neoselachier aus Deutschland und SE-England. - *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **58**: 1-116, 11 Abb., 15 Taf.; Frankfurt a. M.
- THIES, D. (1985): Eine Gaumenbezaehlung von *Gyrodus* aus dem fränkischen Malm Gamma. - *Geologische Blätter von Nordost-Bayern*, **33/34**(1984/1985): 389-406, 1 Abb., 2 Taf.; Erlangen.
- THIES, D. (1991): *Palaeospinax*, *Synechodus* and/or *Paraorthacodus*? The problem of palaeospinacid genera (Pisces, Neoselachii, †Palaeospinacidae). - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1991**: 549-552, 1 fig.; Stuttgart.
- THIES, D. (1993): *Palaeospinax*, *Synechodus* and/or *Paraorthacodus*. Is the problem of palaeospinacid genera (Pisces, Neoselachii, Palaeospinacidae) solved? - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1993**: 724-732, 2 figs.; Stuttgart.
- THIES, D. (1995): Placoid scales (Chondrichthyes, Elasmobranchii) from the Late Jurassic (Kimmeridgian) of North Germany. - *Journal of Vertebrate Paleontology*, **15**: 463-481, 9 figs.; Lawrence.
- THIES, D., WINDOLF, R. & MUDROCH, A. (1997): First record of Atoposauridae (Crocodylia: Metamesosuchia) in the Upper Jurassic (Kimmeridgian) of Northwest Germany. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **205**: 393-411, 10 figs., 2 tabs.; Stuttgart.
- THIES, D. & CANDONI, L. (1998): *Corysodon* SAINT-SEINE 1949 - a valid genus of Mesozoic neoselachian sharks. - *Geologica et Palaeontologica*, Marburg.
- THIES, D. & MUDROCH, A. (1996): Actinopterygian teeth from the Late Jurassic (Kimmeridgian) of N Germany. - In: ARRATIA, G. & VIOHL, G. (eds.): *Mesozoic Fishes - Systematics and Paleoecology. Proceedings of the international meeting, Eichstätt 1993*: 105-114, 5 figs., 2 pls.; München (F. Pfeil).

- THIES, D. & MUDROCH, A. (1999): Mikrovertebratenreste aus dem nordwesteuropäischen Oberjura - Systematik, Palökologie und Stratigraphie. - 46 S., 30 Abb., 5 Tab.; Hannover. [unveröffentlichter DFG-Abschlußbericht Th 394/3-3]
- THIES, D. & REIF, W.-E. (1985): Phylogeny and evolutionary ecology of Mesozoic Neoselachii. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **169**: 333-361, 22 figs., 1 tab.; Stuttgart.
- THIES, D., WINDOLF, R. & MUDROCH, A. (1997): First record of Atoposauridae (Crocodylia: Metamesosuchia) in the Upper Jurassic (Kimmeridgian) of Northwest Germany. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **205**: 393-411, 10 figs., 2 tabs.; Stuttgart.
- THRESHER, R. E., PROCTOR, C. H., GUNN, J. S., & HARROWFIELD, I. R. (1994): An evaluation of electron-probe microanalysis of otoliths for stock delineation and identification of nursery areas in a southern temperate groundfish, *Nemadactylus macropterus* (Cheilodactylidae). - Fishery Bulletin, **92** (4): 817-840, 18 figs., 2 tabs.; Washington, D.C.
- TOWNSLEY, S. J. (1967): The concentration of ⁹⁰Sr and other nuclides of strontium in fish. - In: ÅBERG, B. & HUNGATE, F. P. [eds.]: Radioecological concentration processes: 867-878, 4 figs.; Oxford, London, etc. (Pergamon Press).
- TRUEMAN, C. N. & BENTON, M. J. (1997): A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings. - Geology, **25**(3): 263-266, 5 figs.; Boulder.
- VALDES, P. J. & SELLWOOD, B. W. (1992): A palaeoclimate model for the Kimmeridgian. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **95**: 47-72, 12 figs., 1 tab.; Amsterdam
- VALDES, P. J., SELLWOOD, B. W. & PRICE, G. D. (1995): Modelling Late Jurassic Milankovitch climate variations. - In: House, M. R. & Gale, A. S. [eds.]: Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy. - Geological Society Special Publication, **85**: 115-132; London.
- VEIZER, J. (1983): Trace elements in sedimentary carbonates. - In: REEDER, R. J. [ed.]: Carbonates: Mineralogy and Chemistry. - Reviews in Mineralogy, **11**: 265-299, 27 figs., 1 tab.; Washington (Mineralogical Society of America).
- VEIZER, J. (1989): Strontium isotopes in seawater through time. - Annual Reviews of Earth and Planetary Science, **17**: 141-167, 6 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- VEIZER, J., BUHL, D., DIENER, A., EBNETH, S., PODLAHA, O. G., BRUCKSCHEN, P., JASPER, T., KORTE, C., SCHAAF, M., ALA, D., & AZMY, K. (1997): Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **132**: 65-77, 8 figs.; Amsterdam.
- VENNEMANN, T. W. & HEGNER, E. (1998): Oxygen, strontium and neodymium isotope composition of fossil shark teeth as a proxy for the palaeoceanography and palaeoclimatology of the Miocene northern Alpine Paratethys. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **142**: 107-121, 9 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- VENNEMANN, T. W., HEGNER, E., & CLIFF, G. (1998): Oxygen, Strontium and Neodymium isotope geochemistry of shark teeth as proxies for paleoclimatology and paleoceanography: Examples from recent and Miocene teeth. - Terra Nostra (Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung), **98/3**: S. 376; Bonn. [Vortragszusammenfassung]
- VINKEN, R. (1974): Der obere Jura (Malm) des Hildesheimer Jurazuges. - Geologisches Jahrbuch, **A23**: 3-56, 2 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- VIOHL, G. (1987): Raubfische der Solnhofener Plattenkalke mit erhaltenen Beutefischen. - Archaeopteryx, **5**: 33-64, 14 Abb., 1 Tab.; Eichstätt.
- WANG, Y. & CERLING, T. E. (1994): A model of fossil tooth and diagenesis: implications for paleodiet reconstruction from stable isotopes. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **107**: 281-289, 6 figs.; Amsterdam.

- WEATHERELL, J. A. & ROBINSON, C. (1973): The inorganic composition of teeth. - In: ZIPKIN, I. [ed.] (1973): *Biological mineralization*. - 43-74, 17 figs., 2 tabs.; New York (Wiley).
- WEDEPOHL, K. H. [Hrsg.] (1974): *Handbook of geochemistry. Elements, 4. Elements Kr³⁶ to Ba⁵⁶*. - Loseblattsammlung.; Berlin (Springer).
- WEIß, M. (1995): *Stratigraphie und Mikrofauna im Kimmeridge SE-Niedersachsens unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden*. - *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, **48**: 274 S., 13 Abb., 33 Tab., 23 Taf., 5 Anl.; Clausthal-Zellerfeld.
- WEISSERT, H., & MOHR, H. (1996): Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122**: 27-43, 8 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- WILBY, P.R. (1993): The Role of Organic Matrices in Post-Mortem Phosphatization of Soft-Tissues. - *Kaupia*, **2**: 99-113, 23 figs., 5 pls.; Darmstadt.
- WILLGALLIS, A., & HELMDACH, F.-F. (1975): Untersuchungen an fossilen und rezenten Knochen mit der Elektronenstrahlmikrosonde. - *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1975** (3): 172-183, 16 Abb.; Stuttgart.
- WOODWARD, A. S. (1916): The fossil fishes of the English Wealden and Purbeck Formations. Part I. - *Palaeontographical Society* 1915, **69** (334): 1-48, figs. 1-19, pls. 1-10; London.
- WOODWARD, A. S. (1918): The fossil fishes of the English Wealden and Purbeck Formations. Part II. - *Palaeontographical Society* 1916, **70** (336): 49-104, figs. 20-34, pls. 11-20; London.
- WOOTTON, R. J. (1990): *Ecology of Teleost Fishes*. - *Fish and Fisheries*, **1**: XII + 404 S.; London, Glasgow, New York, u. a. (Chapman & Hall).
- WRIGHT, J. (1990a): Conodont Geochemistry: A Key to the Paleozoic. - *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, **118**: 277-305, 7 figs., 3 pl.; Frankfurt/M..
- WRIGHT, J. (1990b): Conodont apatite: structure and geochemistry. - In: CARTER, J.G. (ed.): *Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends. Volume 1*. - 445-459; 8 figs., 2 tabs., 4 pls.; New York (Van Nostrand Reinhold).
- WRIGHT, J., SCHRADER, H., & HOLSER, W. T. (1987): Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 631-644, 6 figs., 5 tabs.; Amsterdam.
- WRIGHT, J., SEYMOUR, R. S., & SHAW, H. F. (1984): REE and Nd isotopes in conodont apatite: variations with geological age and depositional environment. - In: CLARK, D. L. [ed.]: *Conodont Biofacies and Provincialism*. - *GSA Special Paper*, **196**: 325-340; Boulder.
- WYCKHOFF, R. W. G., & DOBERENZ, A. (1968): The strontium content of fossil teeth and bones. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **32**: 109-115, 3 tabs.; Amsterdam.
- ZAWISCHA, D. & SCHORMANN, J. (1994): *Fundstellenbericht: Ein Korallenriff im Oberjura des Ith*. - *Arbeitskreis Paläontologie Hannover*, **22**(2): 48-52, 3 Abb., 8 Taf.; Hannover.
- ZIEGELR, B. (1990): *Geological Atlas of western and central Europe. 2. Aufl.* - 239 S., 100 Abb., 56 Anl.; Amsterdam (Shell Intern. Petrol. Maatschap. B. V.)
- ZIHRUL, B. (1990): *Mikrobiostratigraphie, Palökologie und Mikropaläontologie in Gesteinen des Unteren und Mittleren Malm am Langenberg bei Goslar/Oker*. - *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, **38**: VIII + 220 S., 14 Abb., 7 Tab., 16 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.

Anhänge

Anhang A: Beprobte lithologische Profile

Anhang B: Tabellarische Auflistung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Daten

- I. Ergebnisse der Sr-Messungen in Bioapatiten
- II. Ergebnisse der Rb-Sr-Messungen in Sedimenten und Fischzähnen
- III. Ergebnisse der Sr-Messungen in ungespikten Fischzähnen

Anhang C: Tabellarische Auflistung der REE-Daten

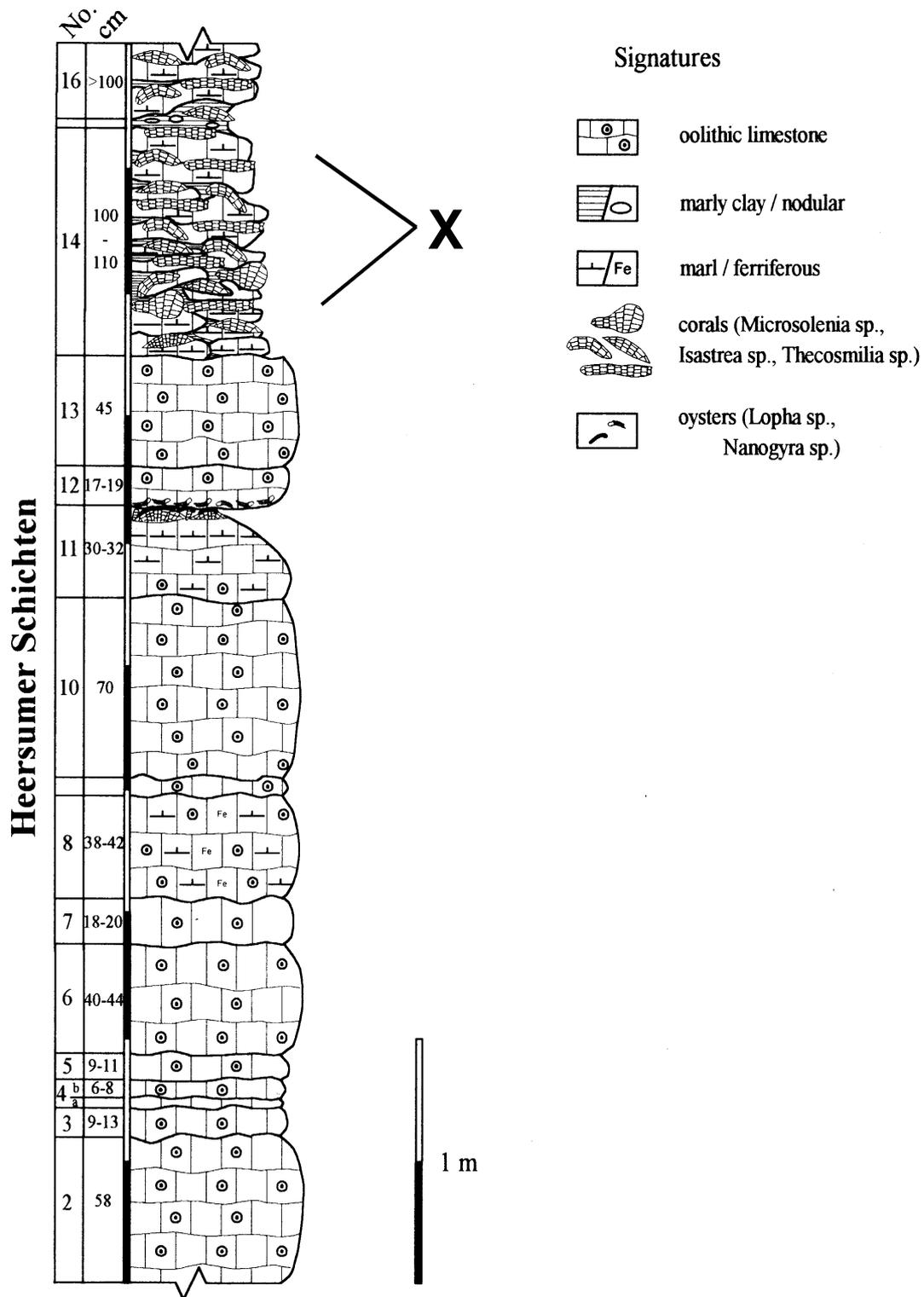
- I. Ergebnisse der REE-Messungen, La-Gd
- II. Ergebnisse der REE-Messungen, Tb-Lu

Anhang D: Tabellarische Auflistung der $\delta^{18}\text{O}$ -Daten

Anhang E: Tabellarische Auflistung der Mikrosonden-Daten

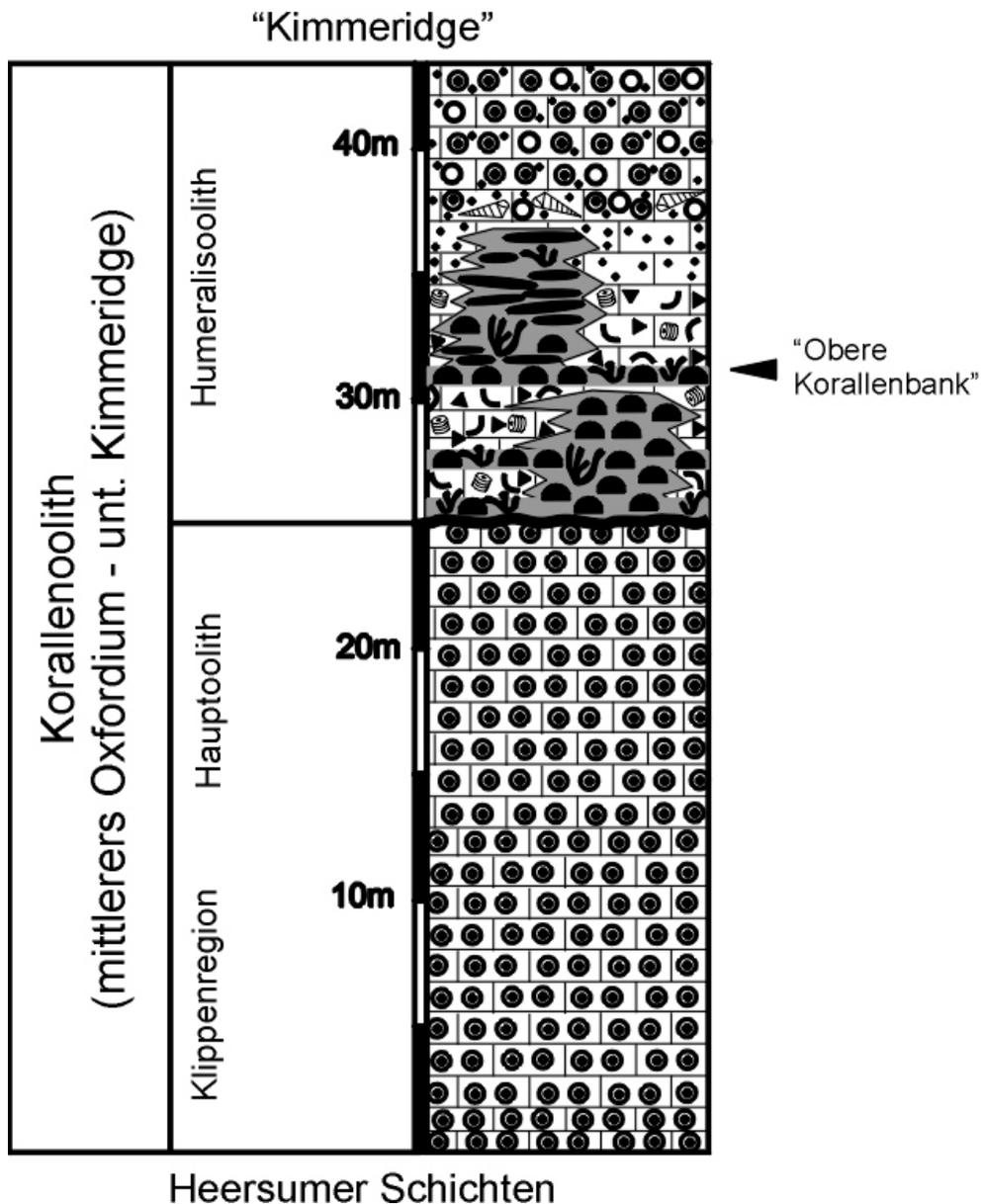
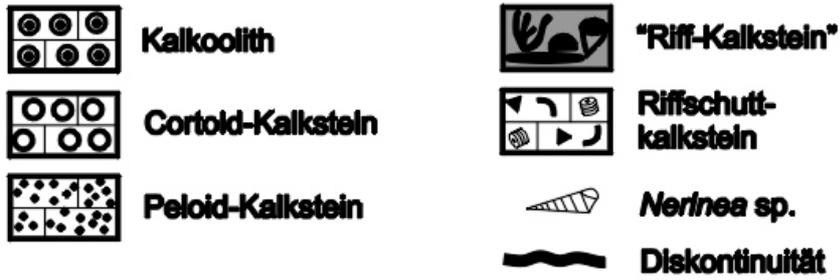
Anhang A:

Beprobte lithologische Profile

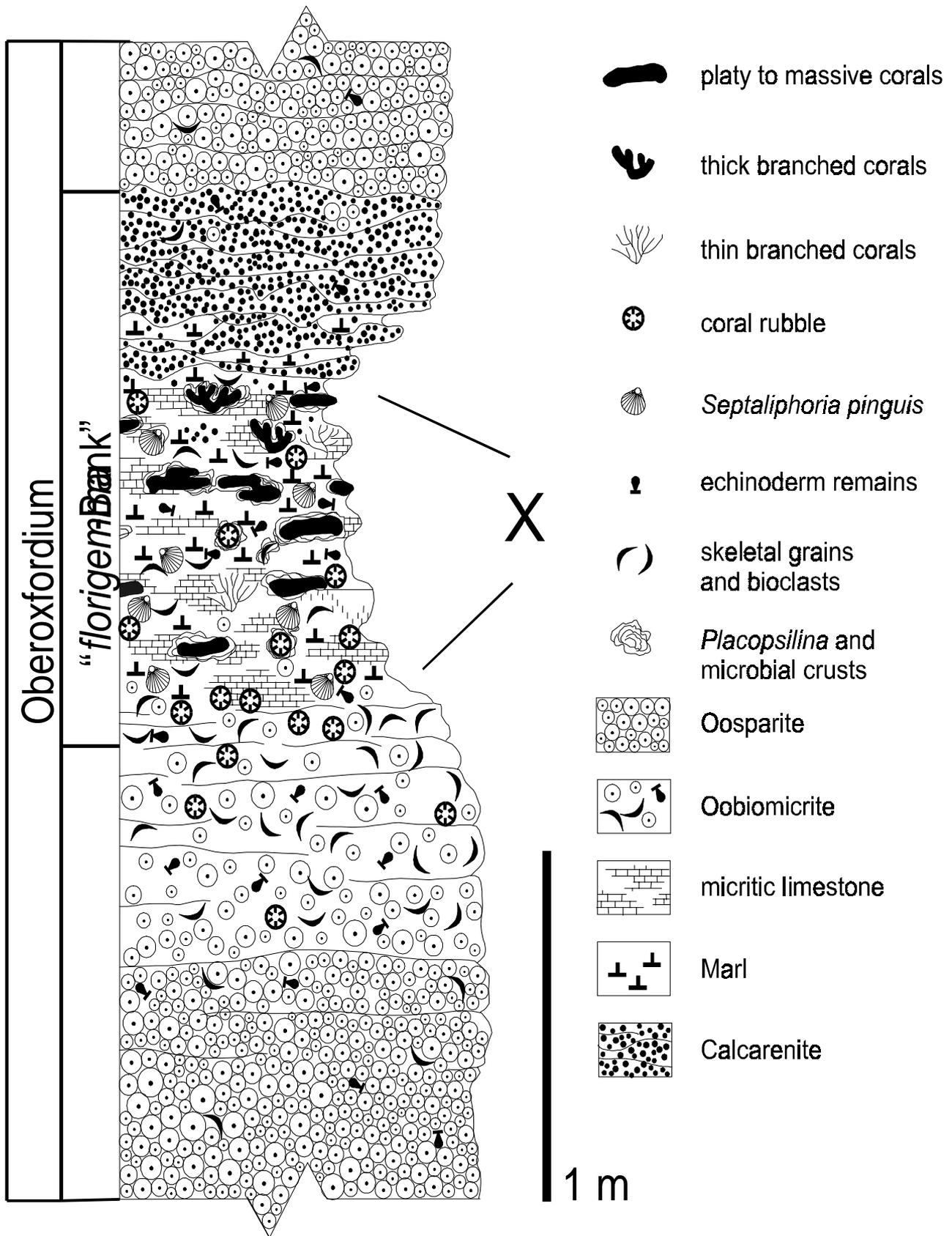


Profil 1 Lokalität „Dielmissen“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Weges-Aufschluß am Ith. Das Profil schließt den oberen Abschnitt der Heersumer Schichten (joH), Oxfordium) auf. Beprobte Schicht ist gekennzeichnet. Verändert nach SCHÜLKE 1997.

Legende



Profil 2 Lokalität „Hainholz“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Steinbruch am Hainholz/Osterwald, südwestlich Kloster Wülfinghausen. Das Profil schließt die obere Korallenbank, Oxfordium (joKO) auf. Die beprobte Schicht, ein fossilreicher Horizont einer riffnahen Mergel-Fazies, ist eingezeichnet. Aus REUTER (2000).



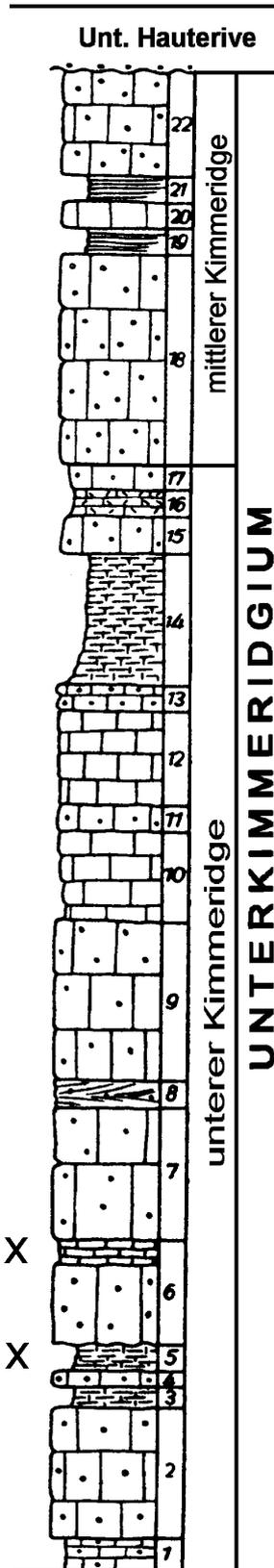
Profil 3 Lokalität „Hirschkopf“. Schematisches Profil der Schichtenfolge am Hirschlopf im Deister. Das Profil schließt den Bereich der *florigemma*-Bank, Korallenoolith auf (joKO, Oxfordium) auf. Beprobte Schicht ist eingezeichnet. Nach HELM & SCHÜLKE (2000).

Legende für Profile Holzen I und II

-  Tonstein
-  Mergelstein
-  Mergel (wellig)
-  Mergelkalk (wellig)
-  Mergelkalkstein
-  Oolithkalkstein
-  Schillkalkstein
-  Kalkstein
-  Kalkstein (Mikrit)
-  Serpelkalkstein
-  Kalksandstein
-  Sandstein
-  Dolomitstein
-  Dolomit
-  Kalkkonglomerat
-  Schrägschichtung

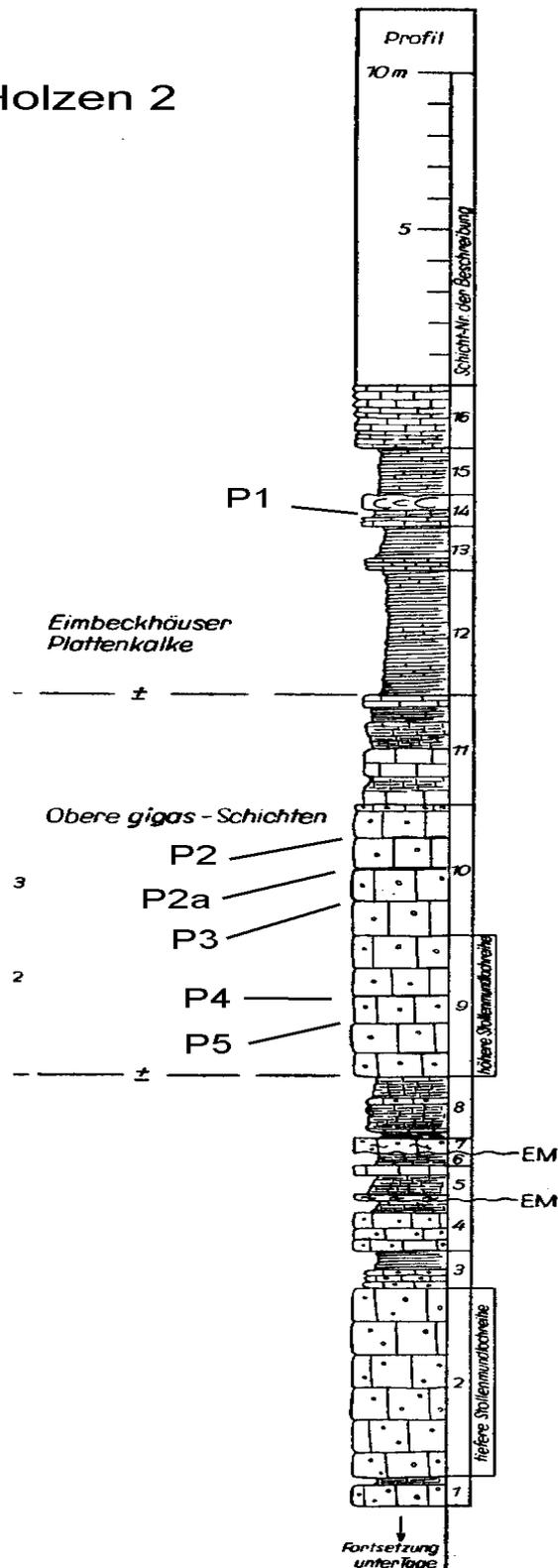


Probe 2 X
Probe 1 X

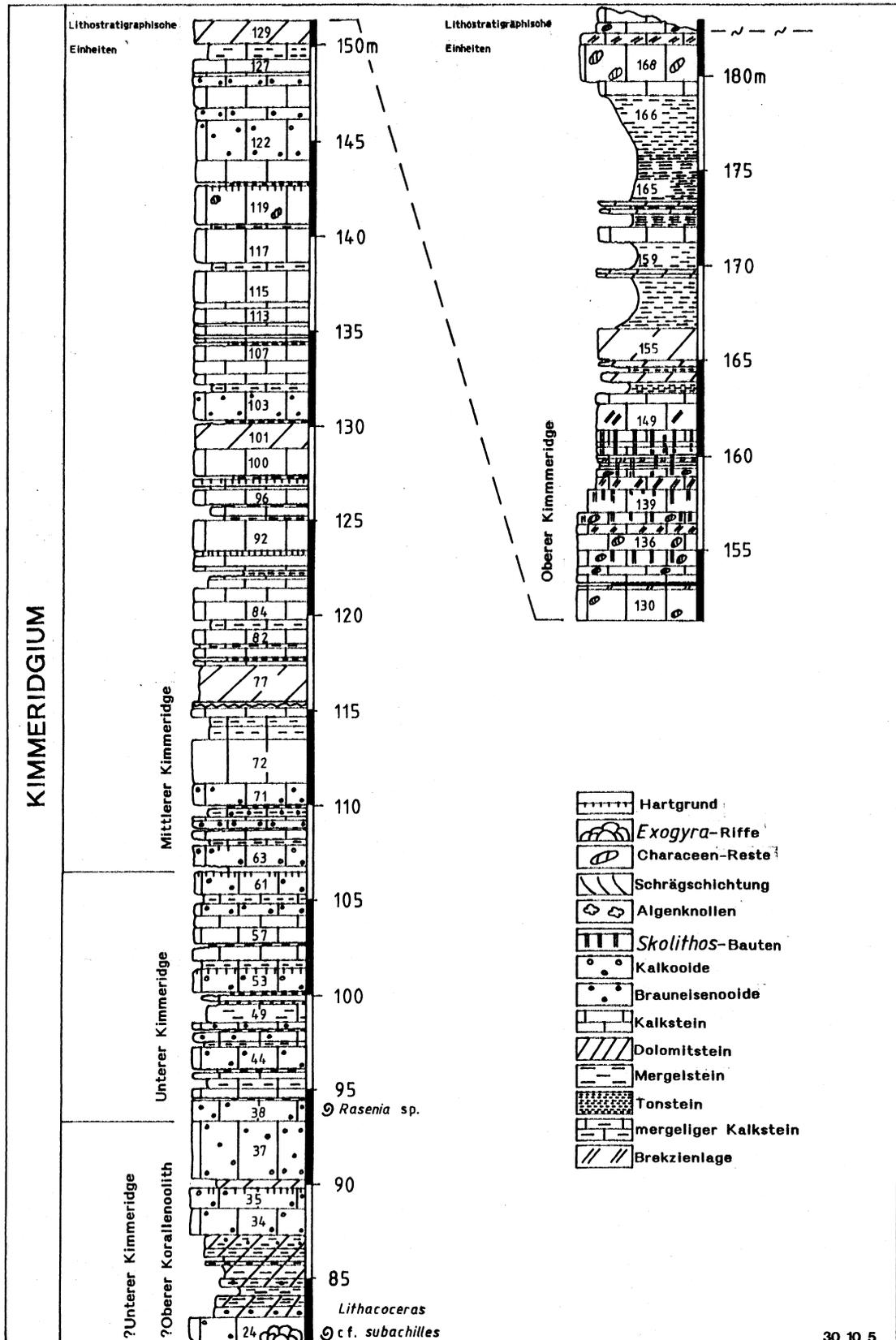


Profil 4 Lokalität „Holzen I“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Aufschluß am Wintjenberg, Ith. Das Profil schließt den unteren Abschnitt des Kimmeridgium (joKI, Kimmeridgium) auf. Beprobte Schichten sind eingezeichnet. Legende gilt auch für andere Profile.

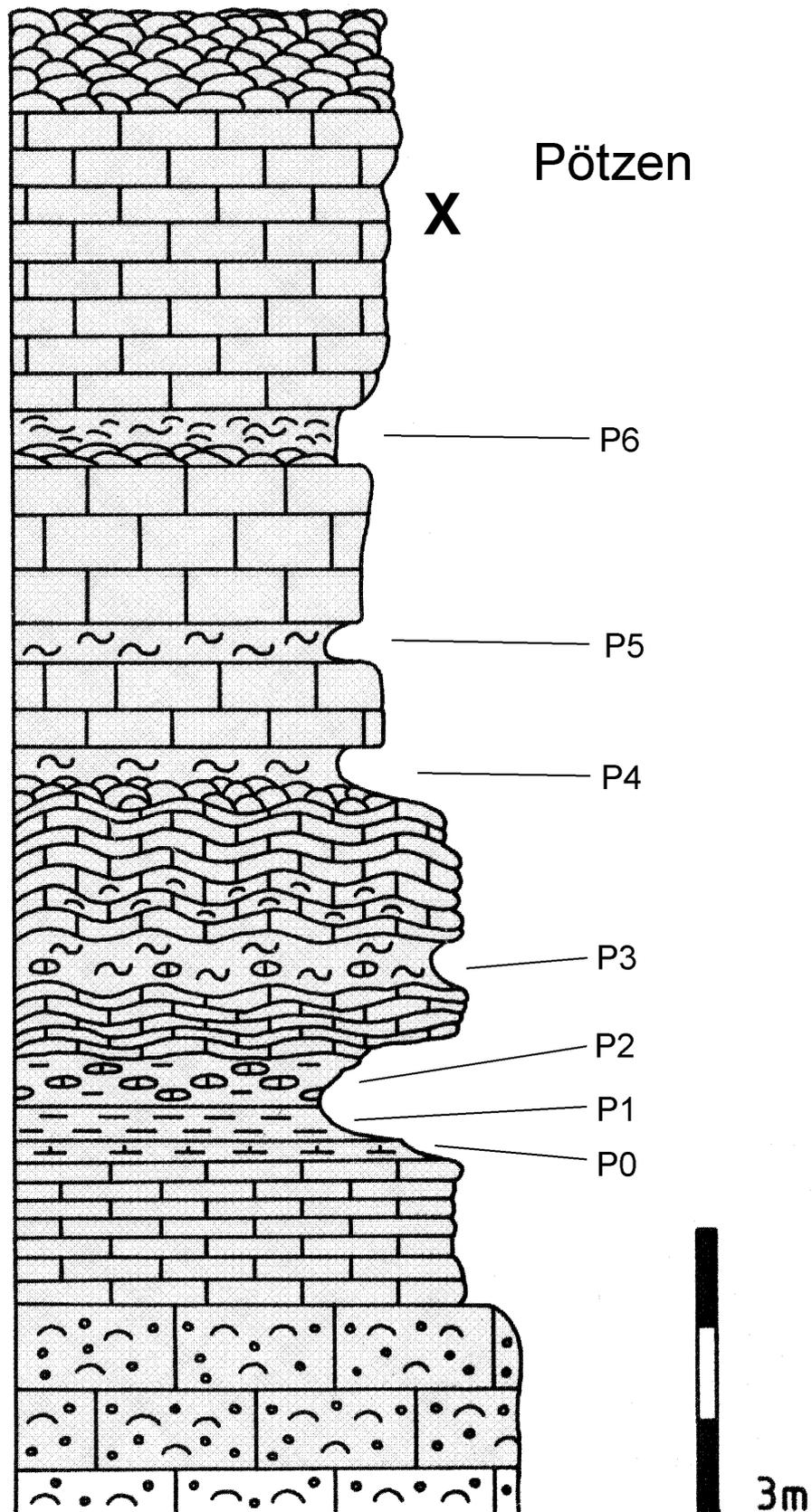
Holzen 2



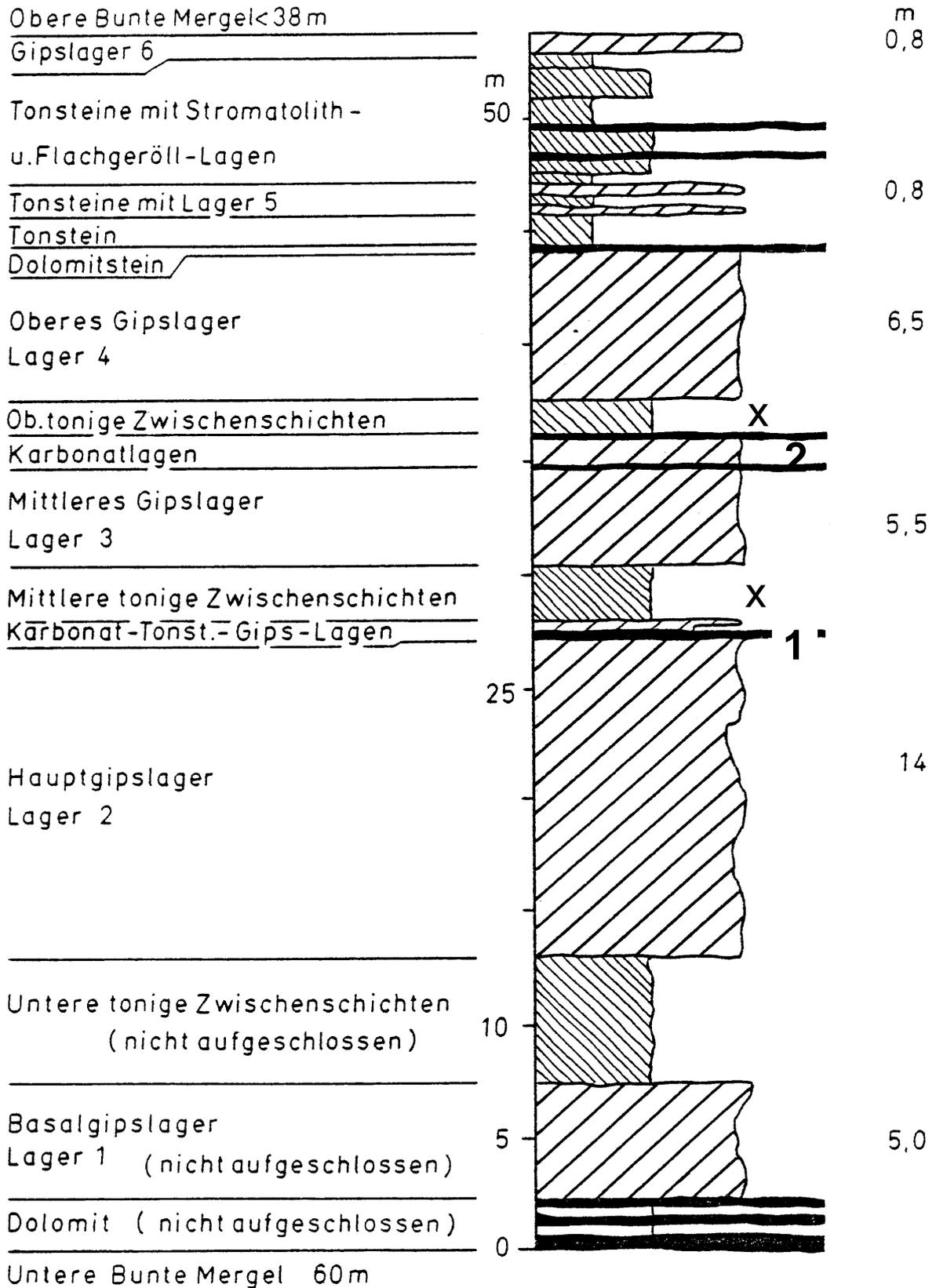
Profil 5 Lokalität „Holzen II“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Gipssteinbruch am Sparseniek. Das Profil schließt die mittleren Münder Mergel (joM(m), Obertithonium) in sulfatischer Fazies auf. Beprobte Schichten sind eingetragen. Nach ENTENMANN et al (1983).



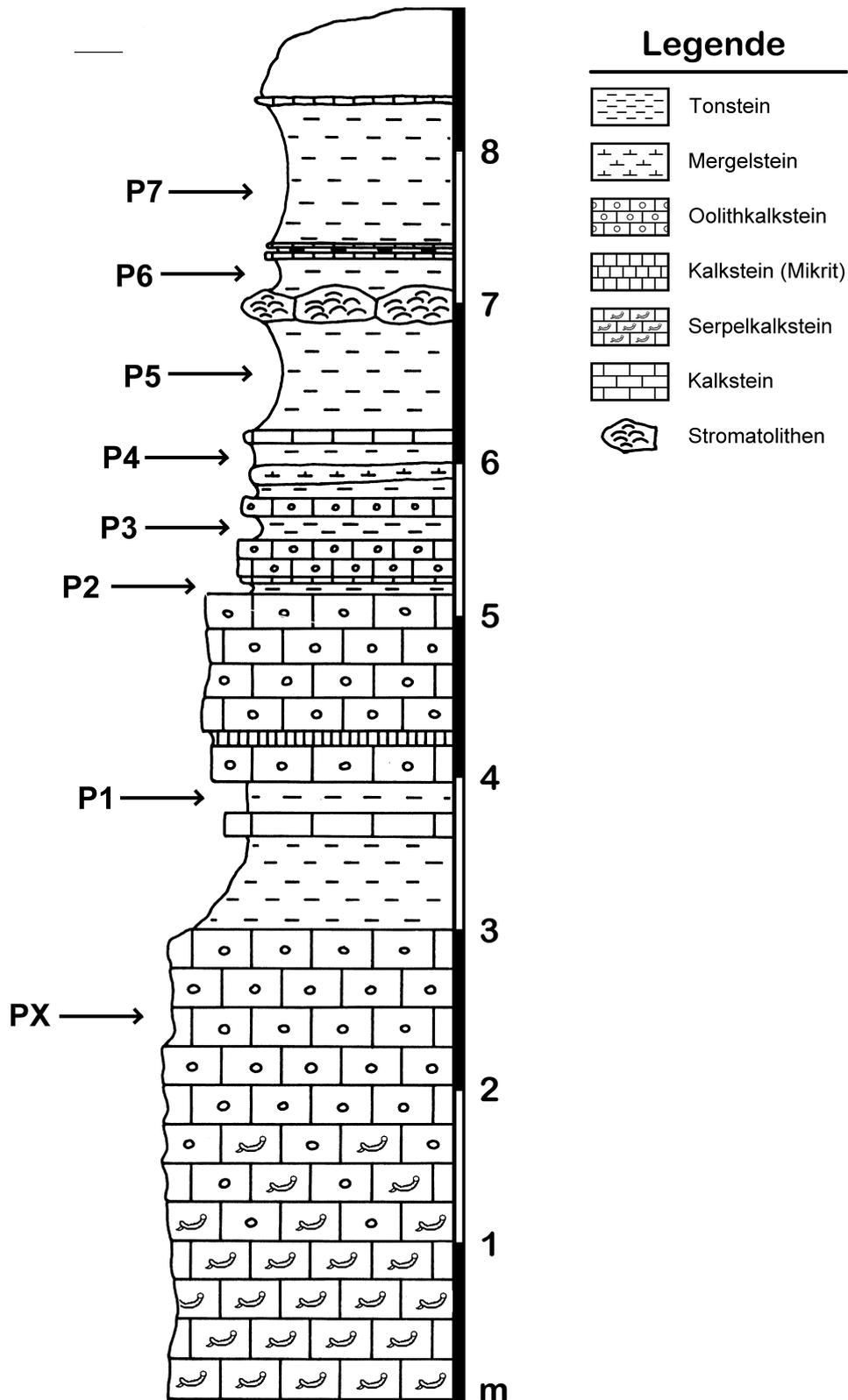
Profil 6 Lokalität „Oker“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Steinbruch der Rohstoffbetriebe Oker am Langenberg bei Oker (Goslar, Harz). Das Profil schließt das Kimmeridgium ab der Basis (joKI, Kimmeridgium) auf. Beprobte Schichten sind ablesbar. Nach FISCHER 1991. Aus MUDROCH & THIES (1996).



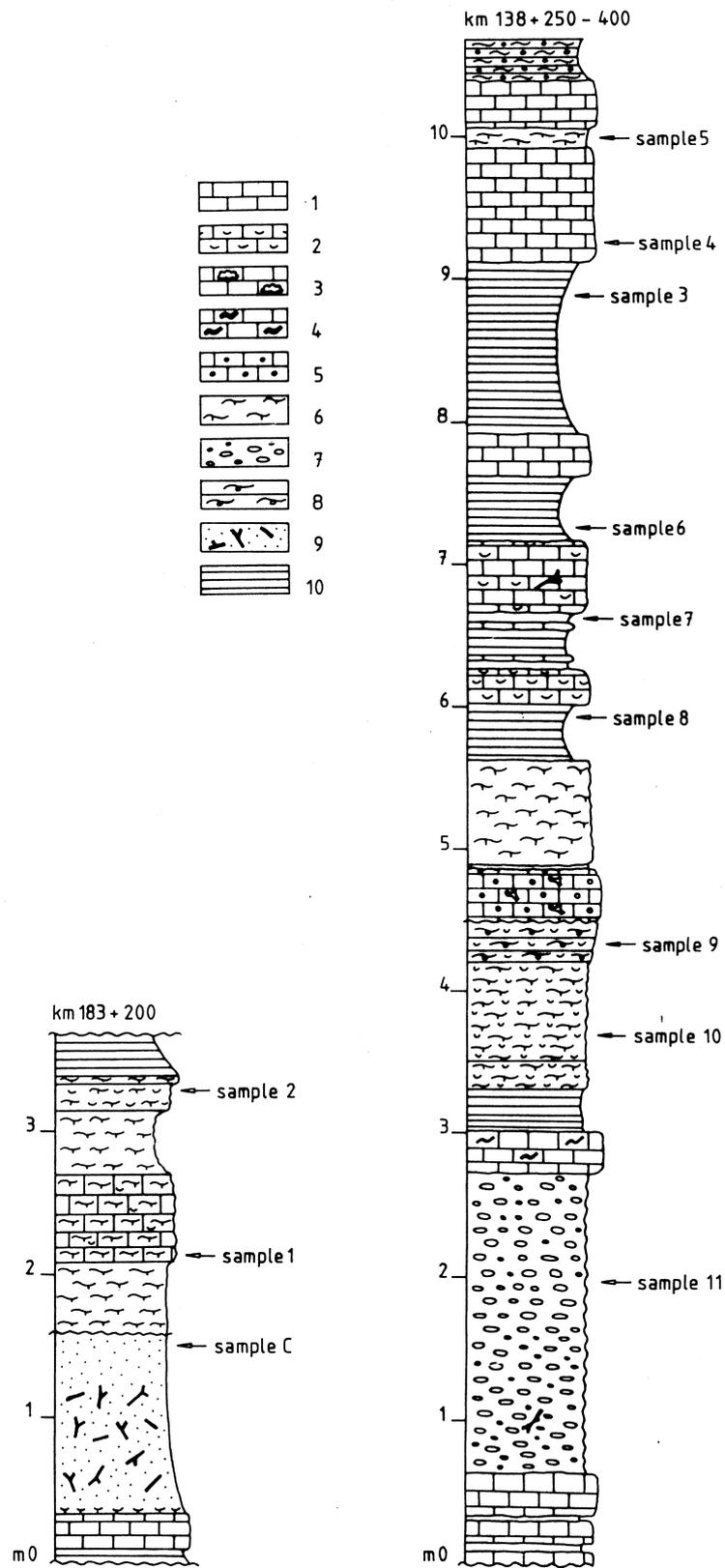
Profil 7 Lokalität „Pötzen“. Schematisches Profil der beprobten Schichtenfolge im Steibruch am Hohenackn bei Pötzen im Süntel. Das Profil schließt das untere Kimmeridgium? (joKI, Kimmeridgium?) auf. Beprobte Schichten sind eingetragen.



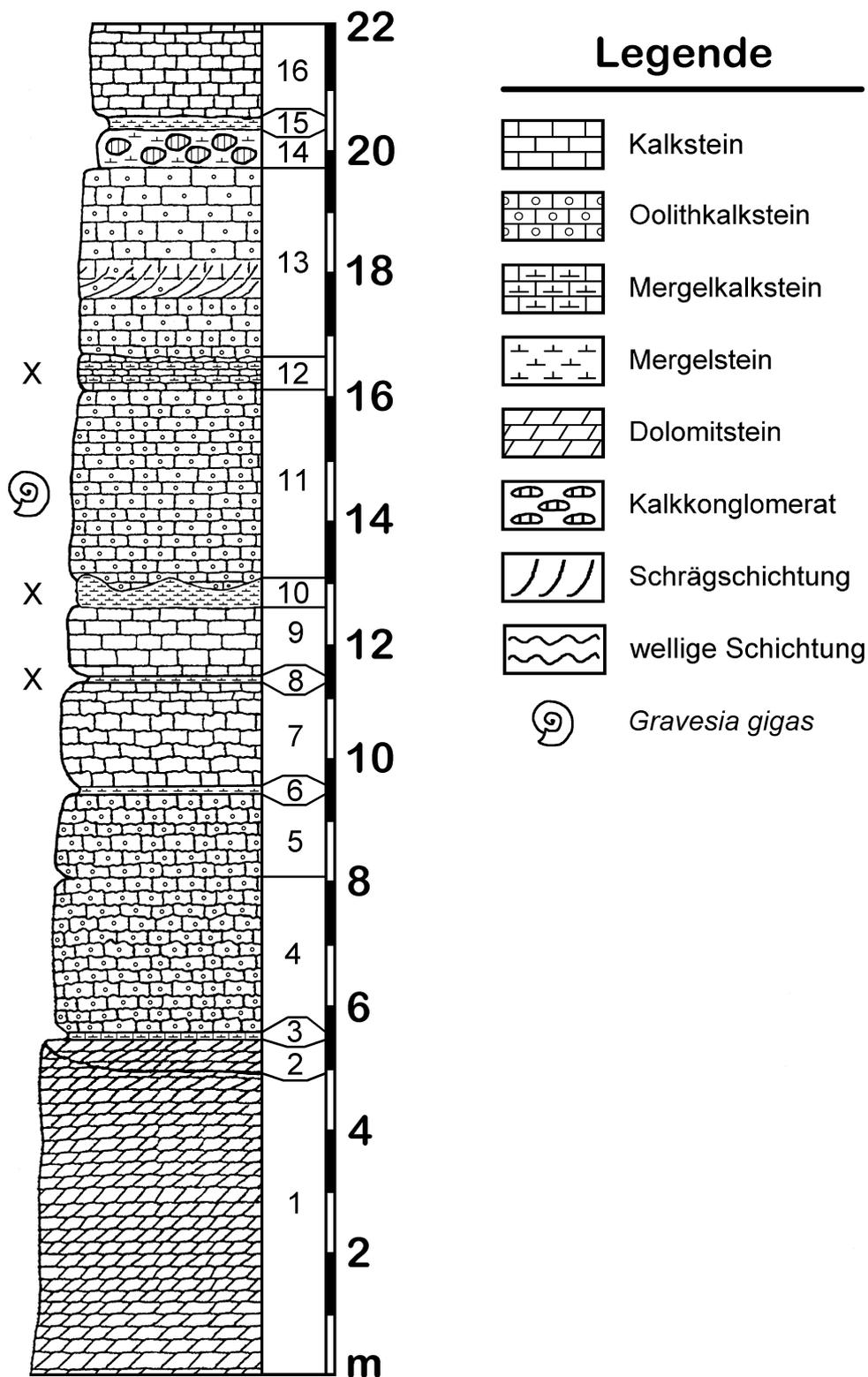
Profil 8 Lokalität „Sparseniek“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Gipssteinbruch am Sparseniek. Das Profil schließt die mittleren Münder Mergel (joM(m), Obertithonium) in sulfatischer Fazies auf. Beprobte Schichten sind eingetragen. Nach ENTENMANN et al (1983).



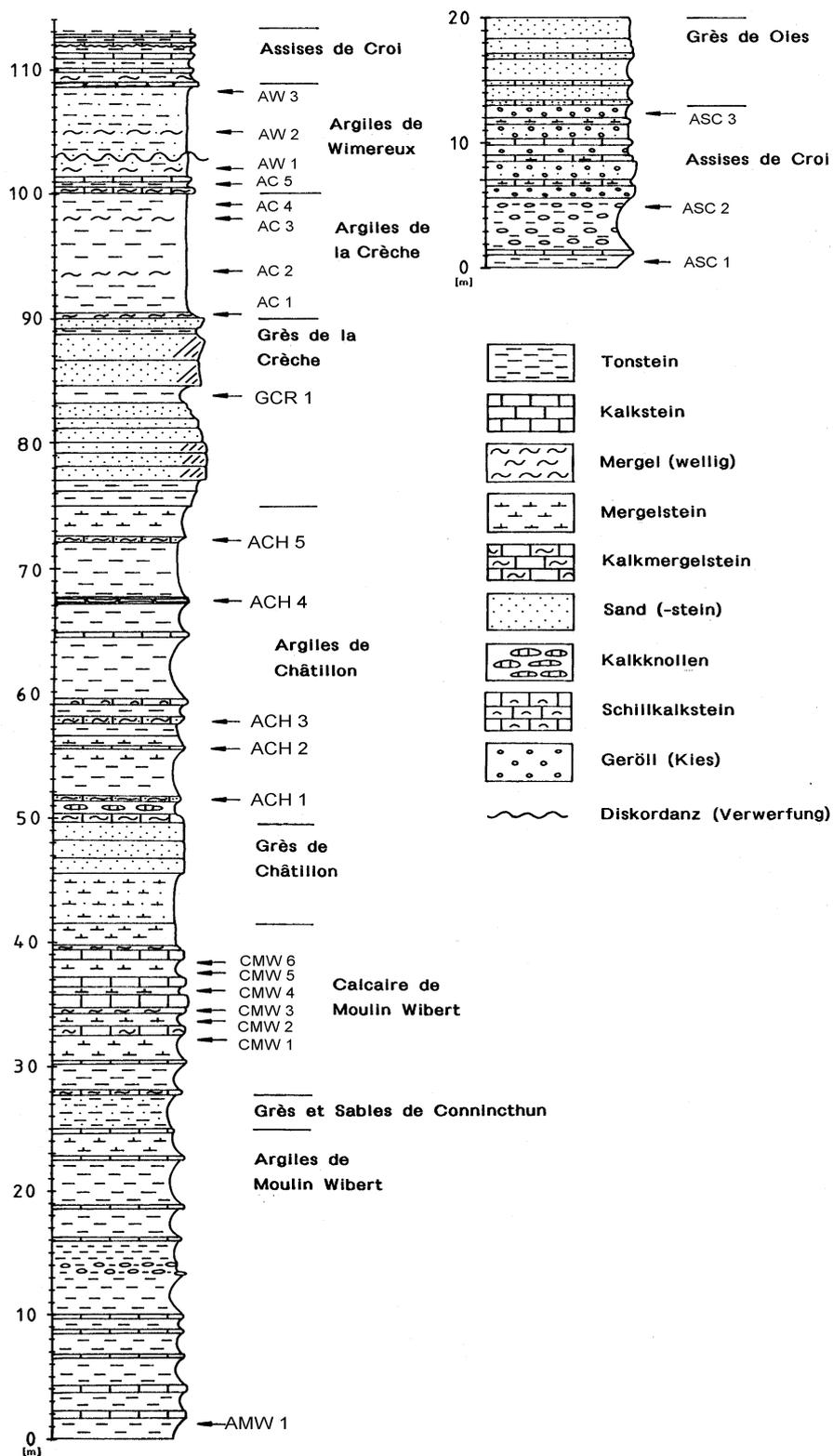
Profil 9 Lokalität „Thüste“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Werksteinbruch östlich Thüste. Das Profil schließt den oberen Abschnitt der mittleren Münder Mergel (joM(m), oberstes Tithonium) auf. Beprobte Schichten sind eingezeichnet.



Profil 10 Lokalität „Uppen“. Schematisches Profil der Schichtenfolge im Autobahnaufschluß bei Uppen/Hildesheim. Das Profil schließt das untere Kimmeridgium ab der Basis (joKI, Kimmeridgium) auf. Eingetragen sind die Probennummern, nicht die Schichtenbezeichnungen nach WEIß (1995). Nach THIES (1995).



Profil 11 Lokalität „Varrigsen“. Schematisches Profil des aufgelassenen Steinbruchs am Hopfenberg nordöstlich Varrigsen (nach JURKSCHAT et al. 1992). Das Profil schließt nur die *Gigas*-Schichten (joG, unteres Tithon) auf. Mit X sind die beprobten Schichten gekennzeichnet.



Profil 12 Lokalität „Boulogne“. Schematisches Profil der Schichtenfolge des Kliffprofils am Ärmelkanal zwischen Boulogne-sur-Mer und Wimereux, Nordfrankreich (Dept. Nord/Pas-de-Calais). Das Profil reicht vom unteren Kimmeridgium (*mutabilis*-Zone) bis zum oberen Tithonium (*glaukolithus*-Zone). Beprobte Schichten sind eingetragen.

Anhang B: Tabellarische Auflistung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Daten

I. Ergebnisse der Sr-Messungen in Bioapatiten

Nr.	Herkunft	Probenbezeichnung	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{norm}}^1$	analyt. Fehler	Sr [ppm]
Lokalität Heersum (Oberjura, Oxfordium, Heersumer Schichten):					
P. 110	Probe 1	Lepidotes MT4 (2 Ex.)	0,707547	0,000019	3367
Lokalität Dielmissen (Oberjura, Oxfordium, Heersumer Schichten):					
P. 85	Probe 1	Caturus	0,707530	0,000205	1416
P. 71	Probe 1	Synechodus	0,707129	0,000022	1882
Lokalität Hannover (Oberjura, Oxfordium, Korallenoolith):					
P. 95	Sammlung IGP	Asteracanthus	0,707059	0,000023	2997
P. 94	Sammlung IGP	Lepidotes MT1	0,707259	0,000023	2731
Lokalität Uppen (Oberjura, Kimmeridgium, Unter-Kimmeridge):					
P. 59	Probe 1	Caturus	0,707647	0,000022	2348
P. 57	Probe 1	Lepidotes MT1	0,707366	0,000019	2827
P. 58	Probe 4	Caturus	0,707701	0,000019	2708
P. 56	Probe 4	Lepidotes MT1	0,707476	0,000025	3046
P. 62	Probe 7	Vidalamia	0,707761	0,000020	2702
P. 55	Probe 7	Caturus	0,707663	0,000036	2792
P. 61	Probe 7	Coelodus MT1	0,707667	0,000024	2561
P. 54	Probe 7	Lepidotes MT1	0,707394	0,000022	3505
P. 53	Probe 8	Caturus	0,707744	0,000021	3131
P. 63	Probe 8	Coelodus MT1	0,707552	0,000020	2992
P. 4	Probe 8	Lepidotes MT1	0,707520	0,000021	3221
P. 52	Probe 9	Caturus	0,707764	0,000022	2959
P. 64	Probe 9	Coelodus MT1	0,707727	0,000023	2353
P. 5	Probe 9	Lepidotes MT1	0,707347	0,000021	3418
Lokalität Oker (Oberjura, Kimmeridgium, Kimmeridge):					
P. 77	Schicht 27	Hybodus	0,707325	0,000080	2457
P. 96	Schicht 27	Lepidotes MT1	0,707261	0,000029	2950
P. 21	Schicht 47	Lepidotes MT1	0,707445	0,000019	3782
P1-Test	Schicht 47	Caturus	0,707562	0,000022	2603
P. 1	Schicht 49	Caturus	0,707486	0,000019	2870
P. 6	Schicht 49	Lepidotes MT1	0,707512	0,000021	3222
P. 22	Schicht 50	Vidalamia	0,707612	0,000023	3596
P. 2	Schicht 50	Caturus	0,707493	0,000023	2695
P. 23	Schicht 50	Coelodus MT1	0,707419	0,000023	3488
P. 31	Schicht 50	Lepidotes MT1	0,707367	0,000019	3807
P. 46	Schicht 52	Vidalamia	0,707447	0,000024	2466
P. 3	Schicht 52	Caturus	0,707514	0,000027	2907
P. 81	Schicht 52	Hybodus	0,707411	0,000022	2874
P. 7	Schicht 52	Lepidotes MT1	0,707363	0,000020	3319
P. 78	Schicht 66	Lepidotes MT	0,707290	0,000027	3424
P. 65	Schicht 74	Lepidotes MT1	0,707219	0,000022	3497
P. 26	Schicht 81	Vidalamia	0,707426	0,000021	2561
P. 14	Schicht 81	Caturus	0,707537	0,000022	3008
P. 36	Schicht 81	Coelodus MT1	0,707342	0,000026	2681
P. 79	Schicht 81	Hybodus	0,707380	0,000023	4026
P. 8	Schicht 81	Lepidotes MT1	0,707272	0,000024	3547
P. 66	Schicht 81	Proscinetes MT2	0,707248	0,000018	3446
P. 16	Schicht 83	Caturus	0,707465	0,000019	2510
P. 38	Schicht 83	Coelodus MT1	0,707465	0,000027	2279

¹ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{norm}} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{analysiert}} + (0,710253 - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Standard}})$; interne Normierung gegen NBS 987 = 0,710253 (mittl. Standardmessung).

Nr.	Herkunft	Probenbezeichnung	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{norm}}$	analyt. Fehler	Sr [ppm]
Lokalität Oker (Oberjura, Kimmeridgium, Kimmeridge):					
P. 11	Schicht 83	Lepidotes MT1	0,707319	0,000018	3472
P. 37	Schicht 83	Proscinetes MT1	0,707344	0,000028	4006
P. 39	Schicht 84	Macromesodon MT3	0,707311	0,000022	3225
P. 15	Schicht 86	Caturus	0,707451	0,000022	2356
P. 41	Schicht 86	Coelodus MT2	0,707121	0,000021	1919
P. 47	Schicht 86	Histionotus	0,707311	0,000018	2808
P. 68	Schicht 86	Hybodus	0,707436	0,000025	4091
P. 12	Schicht 86	Lepidotes MT2	0,707354	0,000021	3049
P. 24	Schicht 88	Vidalamia	0,707504	0,000019	3413
P. 17	Schicht 88	Caturus	0,707538	0,000021	2944
P. 29	Schicht 88	Coelodus MT2	0,707345	0,000022	3747
P. 49	Schicht 88	Histionotus	0,707511	0,000020	3190
P. 111	Schicht 88	Hybodus	0,707414	0,000023	3665
P. 40	Schicht 88	Ionoscopus (Std.)	0,707410	0,000022	3081
P. 9	Schicht 88	Lepidotes MT3	0,707459	0,000025	3126
P. 48	Schicht 88	Proscinetes MT1	0,707353	0,000021	3761
P. 28	Schicht 95	Vidalamia	0,707492	0,000022	2894
P. 18	Schicht 95	Caturus	0,707601	0,000020	2841
P. 27	Schicht 95	Coelodus MT2	0,707410	0,000021	2971
P. 82	Schicht 95	Hybodus	0,707465	0,000038	2968
P. 42	Schicht 95	Ionoscopus (Std.)	0,707498	0,000025	2792
P. 13	Schicht 95	Lepidotes MT2	0,707483	0,000024	3107
P. 91	Schicht 104	Caturus	0,707483	0,000018	2718
P. 69	Schicht 104	Lepidotes MT2	0,707407	0,000024	3448
P. 19	Schicht 120	Caturus	0,707465	0,000023	2523
P. 44	Schicht 120	Coelodus MT2	0,707204	0,000025	3089
P. 83	Schicht 120	Hybodus	0,707365	0,000027	2073
P. 20	Schicht 120	Lepidotes MT3	0,707393	0,000026	2743
P. 43	Schicht 120	Macromesodon MT2	0,707287	0,000022	2744
P. 70	Schicht 128	Vidalamia	0,707425	0,000028	3187
P. 88	Schicht 128	Caturus	0,707464	0,000043	2576
P. 45	Schicht 153	Vidalamia	0,707442	0,000024	2468
P5-Test	Schicht 153	Caturus	0,707562	0,000022	4245
P. 25	Schicht 153	Coelodus MT2	0,707290	0,000023	3554
P. 84	Schicht 153	Hybodus	0,707354	0,000028	3372
P. 10	Schicht 153	Lepidotes MT2	0,707354	0,000022	3039
P. 51	Schicht 153	Lepidotes MT4	0,707398	0,000025	3147
P. 50	Schicht 153	Notagogus MT1	0,707365	0,000020	3154
Lokalität Varrigsen (Oberjura, Tithonium, Gigas-Schichten)					
P. 90	Bank 8	Caturus	0,707401	0,000025	2007
P. 72	Bank 8	Lepidotes MT2	0,707295	0,000020	2795
P. 73	Bank 12	Caturus	0,707385	0,000023	2377
P. 89	Bank 12	Lepidotes MT4/5	0,707367	0,000023	2485
Lokalität Holzen II (Oberjura, Tithonium, Gigas-Schichten - Eimbeckhäuser Plattenkalk):					
P. 74	Probe X	Coelodus MT1	0,707368	0,000026	3019
P. 109	Probe 2	Caturus	0,707521	0,000023	3521
P. 93	Probe 2	Lepidotes MT2	0,707397	0,000020	3520
Lokalität Sparensiek (Oberjura, Tithonium, untere Münder Mergel):					
P. 86	Probe 2	Caturus	0,707285	0,000028	2046
Lokalität Thüste (Oberjura, Tithonium, mittlere Münder Mergel):					
P. 87	Probe X	Caturus	0,707280	0,000030	2649
P. 76	Probe X	Ionoscopus MT1	0,707276	0,000024	3007
P. 75	Probe X	Lepidotes MT1	0,707190	0,000027	3471
P. 141	Probe X	Lepidotes MT4	0,707266	0,000020	3371

Nr.	Herkunft	Probenbezeichnung	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{norm}}$	analyt. Fehler	Sr [ppm]
Lokalität Boulogne-sur-Mer (Oberjura, Kimmeridge-Tithon):					
P. 97	Probe AMW1	Vidalamia	0,708117	0,000023	4302
P. 132	Probe AMW1	Caturus	0,708097	0,000022	5000
P. 117	Probe AMW1	Hybodus	0,708056	0,000023	5863
P. 98	Probe CMW2	Hybodus	0,708009	0,000023	4986
P. 118	Probe CMW4	Hybodus	0,708045	0,000021	5905
P. 99	Probe CMW4	Lepidotes MT4	0,708078	0,000022	5193
P. 100	Probe CMW6	Caturus	0,708110	0,000019	4690
P. 122	Probe CMW6	Sphenodus	0,708011	0,000022	5579
P. 101	Probe ACH1	Belonostomus	0,708046	0,000024	4302
P. 119	Probe ACH1	Lepidotes MT1	0,707802	0,000022	3557
P. 133	Probe ACH1	Polyacrodus	0,707925	0,000024	4162
P. 134	Probe ACH2	Polyacrodus	0,707925	0,000019	4655
P. 124	Probe ACH3	Gyrodus MT1	0,707774	0,000020	3363
P. 102	Probe ACH3	Hybodus	0,707962	0,000027	4669
P. 123	Probe ACH3	Lepidotes MT2/3	0,707814	0,000020	4562
P. 135	Probe ACH4	Hybodus	0,707893	0,000023	3868
P. 112	Probe ACH5	Hybodus	0,708180	0,000023	3665
P. 103	Probe GCR1	Vidalamia	0,707878	0,000021	3793
P. 125	Probe GCR1	Lepidotes MT1	0,707736	0,000023	3639
P. 140	Probe AC1	Belemnobatis	0,707798	0,000023	3964
P. 126	Probe AC1	Lepidotes MT1	0,707584	0,000027	3512
P. 113	Probe AC2	Belonostomus	0,707908	0,000023	3561
P. 127	Probe AC2	Synechodus	0,707581	0,000025	3366
P. 136	Probe AC3	Vidalamia	0,707935	0,000023	3796
P. 104	Probe AC3	Squatina	0,707783	0,000024	3633
P. 128	Probe AC4	Lepidotes MT 1/2	0,707740	0,000022	2848
P. 120	Probe AC4	Synechodus	0,707585	0,000022	2536
P. 137	Probe AC5	Caturus	0,707829	0,000023	3102
P. 114	Probe AC5	Polyacrodus	0,707849	0,000023	4373
P. 129	Probe AW1	Vidalamia	0,707849	0,000020	3164
P. 115	Probe AW1	Synechodus	0,707627	0,000028	2862
P. 105	Probe AW2	Lepidotes MT2	0,707771	0,000022	3885
P. 121	Probe AW2	Synechodus	0,707697	0,000022	3959
P. 130	Probe ASC1	Lepidotes	0,707647	0,000025	2855
P. 138	Probe ASC1	Synechodus	0,707648	0,000022	2693
P. 106	Probe ASC2	Synechodus	0,707432	0,000023	2949
P. 116	Probe ASC3	Vidalamia	0,707832	0,000024	2474
P. 131	Probe ASC3	Proscinetes MT?	0,707525	0,000022	3115
P. 139	Probe ASC3	Synechodus	0,707816	0,000021	3021
Lokalität Sehnde (Unterkreide, Berrias, Wealden):					
P. 30	Bonebed	Lepidotes MT1 #1	0,708727	0,000022	2938
P. 32	Bonebed	Lepidotes MT1 #2 (St. 1)	0,708626	0,000020	2358
P. 33	Bonebed	Lepidotes MT1 #2 (St. 2)	0,708605	0,000021	2390
P. 34	Bonebed	Lepidotes MT1 #2 (St. 3)	0,708589	0,000022	2377
P. 35	Bonebed	Lepidotes MT1 #3	0,708750	0,000027	2506
Lokalität Sessacker (Oberdevon, Frasn/Famenne, Conodonten-Proben):					
P.107	Bank 22b	Palmatolepis	0,708022	0,000029	3339
P.108	Bank γ (25)	Palmatolepis	0,708024	0,000022	2918
Lokalität Oker (Oberjura, Mittel-Kimmeridge, Krokodilzahn-Proben):					
P. 60	Schicht 83	Theriosuchus #1	0,707207	0,000024	4365
P. 67	Schicht 83	Theriosuchus #2	0,707165	0,000024	4437
P. 80	Schicht 83	Theriosuchus #3	0,707276	0,000025	3537
P. 92	Schicht 83	Theriosuchus #4	0,707208	0,000024	5057

II. Ergebnisse der Rb-Sr-Messungen in Sedimenten und Fischzähnen

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	analyt. Fehler	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{mess}}$ *	analyt. Fehler	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{orig}}$ **
Lokalität Oker, Kimmeridgium							
Schicht 47	53	306	0,49804	0,00379	0,708649	0,000024	0,707558
Schicht 52	39	260	0,43563	0,00248	0,708404	0,000024	0,707450
Schicht 66	44	330	0,38977	0,00098	0,707981	0,000023	0,707128
Schicht 74	38	351	0,31618	0,00035	0,707837	0,000023	0,707145
Schicht 81	53	299	0,51376	0,00577	0,708603	0,000023	0,707478
Schicht 84	31	294	0,30557	0,00338	0,707994	0,000023	0,707325
Schicht 86	144	225	1,85305	0,00491	0,711668	0,000024	0,707611
Schicht 153	74	291	0,73911	0,00108	0,709228	0,000019	0,707610
Lokalität Boulogne, Kimmeridgium-Tithonium							
Probe B1 (AMW1)	106	341	0,89725	0,00143	0,711524	0,000022	0,709572
Probe B12 (CMW2)	64	489	0,38090	0,00083	0,709010	0,000035	0,708182
Probe B14 (CMW4)	117	266	1,27154	0,00124	0,712720	0,000020	0,709954
Probe B15 (CMW6)	81	255	0,91886	0,00130	0,711367	0,000022	0,709368
Probe B18 (ACH1)	31	314	0,28133	0,00028	0,709461	0,000019	0,708853
Probe B21 (ACH3)	58	470	0,35455	0,00026	0,709239	0,000021	0,708473
Probe B23 (ACH5)	54	313	0,50287	0,00122	0,710435	0,000022	0,709349
Probe B25 (AC1)	52	253	0,58988	0,00030	0,710174	0,000039	0,708908
Probe B27 (AC3)	98	468	0,60613	0,00028	0,710150	0,000024	0,708849
Probe B29 (AC5)	97	467	0,59889	0,00158	0,710043	0,000042	0,708758
Probe B36 (ASC3)	142	262	1,56449	0,00685	0,713628	0,000025	0,710314
Tri-Calcium-Phosphat, technisch, Firma Roth							
Probe W4	n.n.	60	n.n.***	n.n.	0,708587	0,000077	n.n.
Rb-Bestimmung in einigen Fischzahnproben (siehe Tab. I.)							
P.65, Oker 74	0,94	3497	0,000780	0,000005	0,707239	0,000022	0,707237
P.66, Oker 81	0,31	3446	0,000261	0,000004	0,707267	0,000018	0,707266
P.126, Boul. AC1	0,21	3512	0,000172	0,000004	0,707543	0,000027	0,707543

* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{mess}}$ = tatsächlich gemessenes Isotopenverhältnis.

** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{orig}}$ = rechnerisch für den Rb-Zerfall alterskorrigiertes Isotopenverhältnis (FAURE 1986).

*** Die Rb-Konzentration (<100 ppb) war zu gering für eine korrekte Messung.

III. Ergebnisse der Sr-Messungen in ungespikten Fischzähnen

Nr.	Herkunft	Probenbezeichnung	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{norm}}$	analyt. Fehler
P2-Test	Oker, Schicht 52	Caturus	0,707397	0,000023
P3-Test	Oker, Schicht 84	Caturus	0,707425	0,000022
P4-Test	Oker, Schicht 88	Caturus	0,707527	0,000022
P7-Test	Oker, Schicht 84	Lepidotes MT2	0,707410	0,000019
P9-Test	Oker, Schicht 120	Lepidotes MT1	0,707383	0,000025

Anhang C: Tabellarische Auflistung der REE-Daten

I. Ergebnisse der REE-Messungen, La-Gd (Werte in ppm)

Herkunft	Probenbez.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Proben aus Norddeutschland (Kimm.), Fischzähne								
Uppen 9 (3/2)	Lepidotes	462	1732,5	331,9	1560,7	379,6	61,8	294,8
Uppen 7 (4/2a)	Lepidotes	554,6	2236,7	443,7	2072,9	443,9	73,1	280,6
Uppen 4 (5/3)	Lepidotes	348	1402,1	263,5	1303,8	284,7	50,9	242,8
Uppen 1 (6/3)	Macromesodon	72,5	308	40,6	175	39,8	7,1	38,1
Oker 47	Caturus	46,4	203,6	28,5	128,2	28,4	4,9	25,8
Oker 50	Proscinetes	224,3	855,1	153,6	691,3	174,3	31,1	152,1
Oker 81	Lepidotes	456,6	1533,6	248,7	1071,6	255,9	45,2	211,8
Oker 84	Macromesodon	105,8	394,8	52,5	229,1	49,8	8,2	38,4
Oker 86	Lepidotes	129,4	508,9	63,5	262	59	9,8	49,2
Oker 88	Caturus	65,4	214,1	28,8	125,8	28,6	5,3	30,2
Oker 95	Lepidotes	247	984,4	127,1	557,6	126,3	24	131,2
Oker 120	Macromesodon	276,1	1035,4	165,8	724	169,6	26,6	135,3
Oker 153	Lepidotes	304,1	561,8	180,4	835,1	177,9	35,9	160,6
Proben aus Norddeutschland (Kimm.), Sedimente								
Oker 47	Gesamtgestein	15,97	34,81	3,86	13,98	2,67	0,53	2,13
Oker 52	Gesamtgestein	13,5	30,19	3,56	13,26	2,68	0,52	2,08
Oker 81	Gesamtgestein	12,99	29,02	3,43	12,75	2,59	0,5	2,02
Oker 84	Gesamtgestein	9,05	19,29	2,4	8,94	1,65	0,32	1,32
Oker 86	Gesamtgestein	17,2	37,61	4,4	16,23	3,34	0,64	2,63
Oker 153	Gesamtgestein	21,42	50,42	6,5	25,32	5,12	0,98	3,77
Proben aus Boulogne (Kimm.-Tith.), Fischzähne								
AMW 1	Proscinetes	71,3	159,3	20,5	89,4	18,2	4	14
CMW 4	Caturus	559,7	1250,2	159,9	670,8	127,4	26,9	107,9
CMW 6	Lepidotes	63,5	150,9	17,9	80	15,1	3,3	13,5
ACH 1	Vidalamia	208,8	334,6	40,5	172,1	28,3	6,4	28,7
ACH 2	Vidalamia	713,9	1492,7	243,6	1119,6	222,1	44,1	181,4
ACH 3	Belonostomus	1076,6	3396,9	537,2	2949,7	666,6	147,1	531,8
GCR 1	Hybodus	476,3	902,7	154,8	698	135,8	30,8	128,9
AC 1	Hybodus	19,5	30,6	3,6	14	2,7	0,7	2,6
AC 2	Vidalamia	423,6	989,3	122	496,7	93,6	18,8	78,9
AC 3	Lepidotes	477,8	800	138,1	567,8	91,3	18,4	76,4
AC 4	Vidalamia	207,6	317,7	33,9	130,8	20,8	4,7	22
AC 5	Lepidotes	520	845,2	175,1	748	143,4	28,8	121,7
AW 1	Lepidotes	34,3	64,3	7,4	29	5,1	1,2	4,6
ASC 2	Lepidotes	72,6	167,4	20	78,8	18,1	2,3	6,2
ASC 3	Lepidotes	501,4	1444,6	188,1	838,1	176,8	33,9	121,5
Proben aus Boulogne (Kimm.-Tith.), Sedimente								
AMW 1	Gesamtgestein	27,2	61,7	6,72	26,1	5,03	0,97	3,71
CMW 4	Gesamtgestein	25,1	55,7	6,2	24,1	4,38	0,89	3,95
CMW 6	Gesamtgestein	20,3	44,5	4,88	19,7	3,65	0,76	3,56
ACH 1	Gesamtgestein	15,9	32,2	3,82	15,8	3,12	0,64	2,72
AC 1	Gesamtgestein	13,9	30	3,46	13,7	2,66	0,52	2,21
AC 3	Gesamtgestein	22,7	49,2	5,47	21,6	4,25	0,9	3,92
AC 5	Gesamtgestein	25,1	53,2	6,11	23,9	4,6	0,89	3,84
ASC 2	Gesamtgestein	25,4	59,2	6,39	24,2	4,73	1	3,91
ASC 3	Gesamtgestein	22,7	56,4	5,72	22	4,09	0,79	3,22

II. Ergebnisse der REE-Messungen, Tb-Lu (Werte in ppm)

Herkunft	Probenbez.	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Proben aus Norddeutschland (Kimm.), Fischzähne								
Uppen 9 (3/2)	Lepidotes	42,9	201,2	33,3	77,3	8	36,1	4,6
Uppen 7 (4/2a)	Lepidotes	38,3	163,8	25,4	57,3	5,6	24,8	2,9
Uppen 4 (5/3)	Lepidotes	36,4	176,5	29	66,8	6,6	28,8	3,6
Uppen 1 (6/3)	Macromesodon	6,4	34,3	5,9	14,6	1,6	7,1	1
Oker 47	Caturus	4,1	20,6	3,5	8,2	0,9	4	0,5
Oker 50	Proscinetes	24,1	117,6	18,8	41,5	4,2	17,7	2,3
Oker 81	Lepidotes	30,9	147,7	24,1	54,7	5,7	24,2	3,2
Oker 84	Macromesodon	6,3	34	5,9	14,3	1,5	6,8	0,9
Oker 86	Lepidotes	8,2	43	7,2	17	1,8	7,8	1
Oker 88	Caturus	5,1	28,3	5,1	12,9	1,5	6,5	0,9
Oker 95	Lepidotes	23,1	129	23,7	57,6	6,5	28,9	4
Oker 120	Macromesodon	21,3	105,7	17	39,1	4	16,1	2,1
Oker 153	Lepidotes	25,3	127,3	21	49,1	4,9	21,8	3
Proben aus Norddeutschland (Kimm.), Sedimente								
Oker 47	Gesamtgestein	0,32	1,94	0,38	1,15	0,18	1,22	0,18
Oker 52	Gesamtgestein	0,3	1,67	0,32	0,88	0,13	0,85	0,13
Oker 81	Gesamtgestein	0,3	1,76	0,35	1	0,15	0,96	0,15
Oker 84	Gesamtgestein	0,18	1	0,2	0,54	0,08	0,5	0,08
Oker 86	Gesamtgestein	0,4	2,43	0,48	1,39	0,21	1,41	0,21
Oker 153	Gesamtgestein	0,58	3,29	0,64	1,78	0,25	1,59	0,24
Proben aus Boulogne (Kimm.-Tith.), Fischzähne								
AMW 1	Proscinetes	2,1	10,7	1,9	4,8	0,6	3,3	0,4
CMW 4	Caturus	18,4	107,6	20,7	53,5	6,5	35,7	5,2
CMW 6	Lepidotes	2,1	11,5	2,2	5,9	0,7	3,4	0,5
ACH 1	Vidalamia	4,7	29,9	6,5	18,8	2,4	13,9	2,1
ACH 2	Vidalamia	27,6	135,1	22,5	52,9	5,2	22,8	3,1
ACH 3	Belonostomus	74,1	322,5	51,8	113,7	11	51,1	6,9
GCR 1	Hybodius	20,1	110,3	21,6	54,8	6,3	33,1	4,7
AC 1	Hybodius	0,5	3,4	0,8	2,4	0,3	2,1	0,3
AC 2	Vidalamia	13,4	76,9	14,7	37,5	4,3	21,7	3
AC 3	Lepidotes	12,5	72	13,7	34,7	3,9	18,9	2,6
AC 4	Vidalamia	3,7	23,8	5,3	15,7	1,9	11,1	1,6
AC 5	Lepidotes	19,5	107,8	19,6	46,8	5	23,5	3,1
AW 1	Lepidotes	0,8	4,2	0,8	2,4	0,3	1,7	0,3
ASC 2	Lepidotes	1,5	9,7	2,1	6,9	1	6,9	1
ASC 3	Lepidotes	19,3	93,8	15,9	39,4	4,5	22,9	3,2
Proben aus Boulogne (Kimm.-Tith.), Sedimente								
AMW 1	Gesamtgestein	0,64	3,59	0,72	2,1	0,31	2,09	0,33
CMW 4	Gesamtgestein	0,61	3,42	0,68	2,1	0,32	2,05	0,32
CMW 6	Gesamtgestein	0,57	3,26	0,65	1,97	0,3	1,96	0,3
ACH 1	Gesamtgestein	0,44	2,23	0,42	1,23	0,19	1,05	0,17
AC 1	Gesamtgestein	0,33	1,88	0,39	1,06	0,16	0,99	0,15
AC 3	Gesamtgestein	0,66	3,96	0,77	2,32	0,35	2,18	0,34
AC 5	Gesamtgestein	0,65	3,5	0,66	1,89	0,29	1,75	0,26
ASC 2	Gesamtgestein	0,64	3,65	0,73	2,16	0,31	2,1	0,33
ASC 3	Gesamtgestein	0,53	3,16	0,66	1,97	0,3	2,14	0,32

Anhang D: Tabellarische Auflistung der $\delta^{18}\text{O}$ -Daten

Probennr.	Herkunft	Zahntyp	$\delta^{18}\text{O}_p$ (SMOW)	Temp. °C ¹
Norddeutsche Lokalitäten				
Probe 1	Uppen 8 (3/5)	Lepidotes MT1	21,5 ‰	14,7
Probe 2	Uppen 4 (5/3)	Lepidotes MT1	20,9 ‰	17,2
Probe 3	Oker 50	Lepidotes MT1	22,2 ‰	11,6
Probe 4	Oker 84	Lepidotes MT1	21,9 ‰	12,9
Probe 5	Oker 88	Lepidotes MT1	20,2 ‰	20,2
Probe 6	Oker 95	Lepidotes MT1	21,7 ‰	13,8
Probe 7	Oker 153	Lepidotes MT1	22,2 ‰	11,6
Ersatzprobe 1	Varrigsen B8	Lepidotes MT1	22,0 ‰	12,5
Lokalität Boulogne				
Probe 8	AMW 1	Hybodus	19,9 ‰	21,5
Probe 9	CMW 4	Hybodus	19,6 ‰	22,8
Probe 10	ACH 1	Lepidotes MT1	19,9 ‰	21,5
Probe 11	ACH 3	Gyrodus MT2	20,3 ‰	19,8
Probe 12	GCR 1	Coelodus MT2	19,0 ‰	25,4
Probe 13	AC 1	Lepidotes MT1	19,0 ‰	25,4
Ersatzprobe 2	AC 2	Gyrodus MT2	20,4 ‰	19,4
Probe 14	AC 4	Lepidotes MT1	20,4 ‰	19,4
Probe 15	AW 1	Lepidotes MT1	20,2 ‰	20,2
Probe 16	ASC 3	Lepidotes MT1	19,0 ‰	25,4

¹ errechnet nach LONGINELLI & NUTI (1977), gültig für $\delta^{18}\text{O}_w = -1\text{‰}$ (euhalines Meerwasser ohne Poleis).

Anhang E: Tabellarische Auflistung der Mikrosonden-Daten

(alle Angaben in Gew%)

Lokalität Oker, Schicht 153, Lepidotes MT1, orangeroter Zahnhals:

No	Gewebetyp	O	Na	Mg	P	K	Ca	Mn	Fe	Summe
02	Dentin	33,64	0,655	0,080	14,72	0,018	35,79	0,061	0,177	85,15
03	Ganoin	33,44	0,690	0,079	14,80	0,007	35,13	0,001	0,049	84,19
04	Acrodin	35,64	0,770	0,066	16,56	0,001	34,86	0,020	0,067	87,99
05	Acrodin	36,55	0,884	0,081	16,74	0,011	36,45	0,001	0,067	90,78
06	Acrodin	36,86	0,927	0,074	16,94	0,018	36,53	0,054	0,029	91,43
07	Acrodin	35,47	0,978	0,072	15,86	0,014	36,54	0,001	0,038	88,97
08	Dentin, nahe Acrodin	33,28	0,596	0,081	14,84	0,015	34,64	0,023	0,093	83,57
09	Acrodin	37,06	0,906	0,064	17,13	0,001	36,48	0,001	0,032	91,68
10	Ganoin	33,46	0,813	0,113	14,84	0,001	34,81	0,027	0,125	84,19
11	Dentin	32,94	0,636	0,138	14,55	0,023	34,51	0,135	0,064	83,00
	mean	34,83	0,79	0,08	15,70	0,01	35,57	0,03	0,07	87,09
	max	37,06	0,98	0,14	17,13	0,02	36,54	0,13	0,18	91,68
	min	32,94	0,60	0,06	14,55	0,00	34,51	0,00	0,03	83,00
	stdabw	1,558	0,129	0,022	1,002	0,008	0,823	0,040	0,044	3,280

Lokalität Oker, Schicht 88, Lepidotes MT1, hellbrauner Zahnhals:

No	Gewebetyp	O	Na	Mg	P	K	Ca	Mn	Fe	Summe
13	Dentin	32,11	0,609	0,128	14,22	0,010	33,63	0,001	0,090	80,80
14	Acrodin	37,21	0,869	0,063	17,27	0,001	36,43	0,024	0,081	91,95
15	Acrodin	36,46	0,964	0,085	16,72	0,009	36,26	0,001	0,041	90,54
16	Acrodin	36,11	0,927	0,070	16,50	0,015	36,13	0,017	0,023	89,80
17	Acrodin	36,97	0,897	0,078	16,87	0,001	37,04	0,001	0,102	91,97
18	Ganoin	33,67	0,617	0,138	14,99	0,001	35,04	0,020	0,026	84,50
19	Dentin	26,07	0,825	0,075	11,28	0,018	27,19	0,037	1,035	66,54
20	Dentin	32,24	0,783	0,075	14,26	0,001	33,57	0,047	0,326	81,29
21	Dentin	28,81	0,924	0,063	12,32	0,040	30,83	0,027	0,739	73,75
22	Dentin	33,75	0,571	0,122	15,03	0,001	35,12	0,001	0,140	84,73
	mean	33,34	0,80	0,09	14,95	0,01	34,12	0,02	0,26	83,59
	max	37,21	0,96	0,14	17,27	0,04	37,04	0,05	1,03	91,97
	min	26,07	0,57	0,06	11,28	0,00	27,19	0,00	0,02	66,54
	stdabw	3,493	0,140	0,027	1,896	0,012	2,894	0,016	0,331	7,936

Lokalität Oker, Schicht 50, Lepidotes MT1, schwarzer Zahnhal:

No	Gewebetyp	O	Na	Mg	P	K	Ca	Mn	Fe	Summe
24	Dentin	32,35	0,580	0,079	13,80	0,013	33,07	0,020	3,709	83,63
25	Ganoin	35,78	1,011	0,118	16,26	0,016	35,91	0,001	0,070	89,16
26	Acrodin	37,31	0,838	0,069	17,26	0,001	36,71	0,054	0,078	92,32
27	Acrodin	36,82	0,788	0,082	17,11	0,017	35,99	0,003	0,070	90,88
28	Acrodin	37,07	0,769	0,061	17,48	0,001	35,44	0,037	0,087	90,94
29	Ganoin	35,98	0,954	0,115	16,58	0,021	35,40	0,044	0,035	89,13
30	Dentin	32,49	0,605	0,110	13,62	0,015	32,30	0,026	5,977	85,14
31	Dentin	32,95	0,676	0,100	13,77	0,032	34,22	0,037	4,176	85,95
32	Dentin	30,32	0,492	0,111	13,03	0,007	31,80	0,001	1,923	77,68
33	Dentin	32,66	0,556	0,081	13,99	0,009	33,63	0,027	3,189	84,14
	mean	34,37	0,73	0,09	15,29	0,01	34,45	0,02	1,93	86,90
	max	37,31	1,01	0,12	17,48	0,03	36,71	0,05	5,98	92,32
	min	30,32	0,49	0,06	13,03	0,00	31,80	0,00	0,03	77,68
	stdabw	2,355	0,166	0,020	1,695	0,009	1,605	0,018	2,086	4,230

Mittelwerte aller 30 Messungen (Angaben in Gew%):

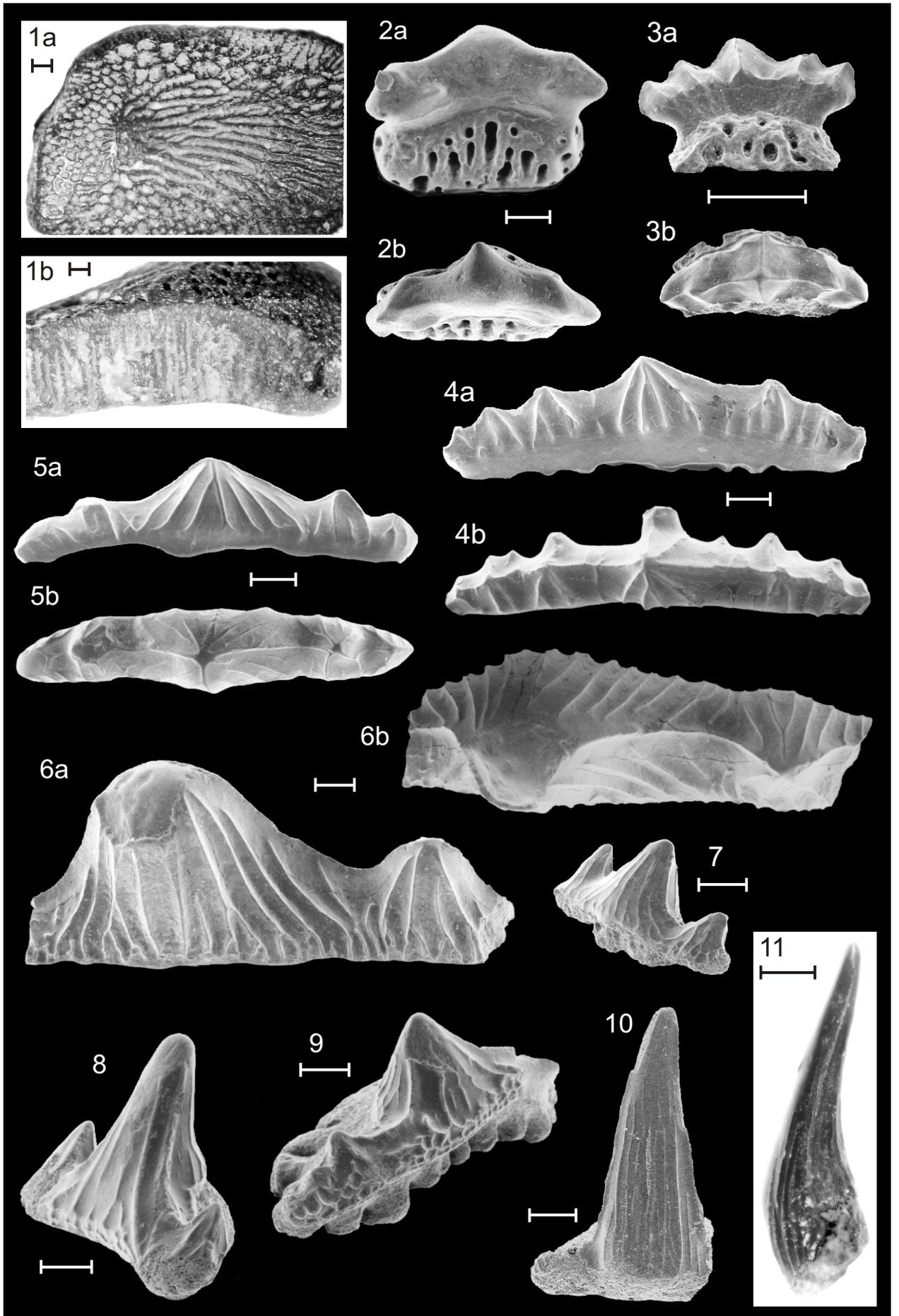
	O	Na	Mg	P	K	Ca	Mn	Fe	Summe
Arithm. Mittel	34,18	0,770	0,089	15,31	0,011	34,72	0,025	0,755	85,86
Geometr. Mittel	34,07	0,755	0,086	15,22	0,006	34,65	0,010	0,154	85,65
Harmon. Mittel	33,95	0,740	0,084	15,13	0,003	34,58	0,003	0,072	85,43
Medianwert	33,71	0,786	0,081	15,01	0,011	35,12	0,022	0,084	85,55
Maximum	37,31	1,011	0,138	17,48	0,040	37,04	0,135	5,977	92,32
Minimum	26,07	0,492	0,061	11,28	0,001	27,19	0,001	0,023	66,54
Standardabw.	2,667	0,149	0,023	1,608	0,010	2,065	0,027	1,478	5,756
Mittelabw.	2,183	0,131	0,020	1,395	0,008	1,499	0,019	1,032	4,374
Varianz	7,115	0,022	0,001	2,585	0,000	4,262	0,001	2,185	33,13

Tafeln

Tafel 1

- Fig. 1** *Asteracanthus cf. ornatissimus* AGASSIZ 1837 - Lokalität Hannover, Oxfordium. Maßstabsbalken entsprechen 1 mm. **A** - fragmentarische Zahnkrone, Apikalansicht. (GPH 2000-II-1) **B** - fragmentarische Zahnkrone, Sicht auf laterale Bruchfläche. (GPH 2000-II-2)
- Fig. 2** *Lissodus noncostatus* DUFFIN & THIES 1997 - Lokalität Uppen (Probe 4 = Schicht 5/3, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 1994-I-13, Holotyp) **A** - Lingualansicht. **B** - Apikalansicht.
- Fig. 3** *Lissodus curvidens* DUFFIN & THIES 1997 - Lokalität Oker (Schicht 153), Kimmeridgium. (GPH 1994-I-8, Paratyp) **A** - Lingualansicht. **B** - Apikalansicht.
- Fig. 4** *Lissodus curvidens* DUFFIN & THIES 1997, Laterolingualansicht. Lokalität Boulogne (AMW 1), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-3)
- Fig. 5** *Lissodus multicuspidatus* DUFFIN & THIES 1997, Zahnkrone. Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 1994-I-1, Holotyp) **A** - Lingualansicht. **B** - Apikalansicht.
- Fig. 6** *Polyacrodus gramanni* DUFFIN & THIES 1997 - **A** - Lingualansicht. Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 1994-I-17, Paratyp) **B** - Zahnkrone, Apikalansicht. Lokalität Uppen (Probe 7 = Schicht 4/2a, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 1994-I-21, Paratyp)
- Fig. 7** *Hybodus* sp., fragmentarische Zahnkrone. Lokalität Oker (Schicht 50), Kimmeridgium. (GPH 1994-I-29) **A** - Apikalansicht. **B** - Lingualansicht.
- Fig. 8** Palaeospinacidae gen. et spec. indet. (*Synechodus* sp.), Zahnkrone, Laterolabialansicht. Lokalität Boulogne (ASC 1), Tithonium. (GPH 2000-II-4)
- Fig. 9** Palaeospinacidae gen. et spec. indet. (*Synechodus* sp.), Zahnkrone, Laterolabialansicht. Lokalität Boulogne (AW 1), Tithonium. (GPH 2000-II-5)
- Fig. 10** Palaeospinacidae gen. et spec. indet. (*Synechodus* sp.), fragmentarischer Zahn, Laterolabialansicht. Lokalität Boulogne (AC 5), Tithonium. (GPH 2000-II-6)
- Fig. 11** *Sphenodus* sp., Zahnkrone, Labialansicht. Lokalität Hainholz, Oxfordium. (GPH 2000-II-7)
- Fig. 12** *Sphenodus* sp., Zahnkrone, Lateralansicht. Lokalität Hirschkopf, Oxfordium. Maßstabsbalken entspricht 1 mm. (GPH 2000-II-8)

Tafel 1

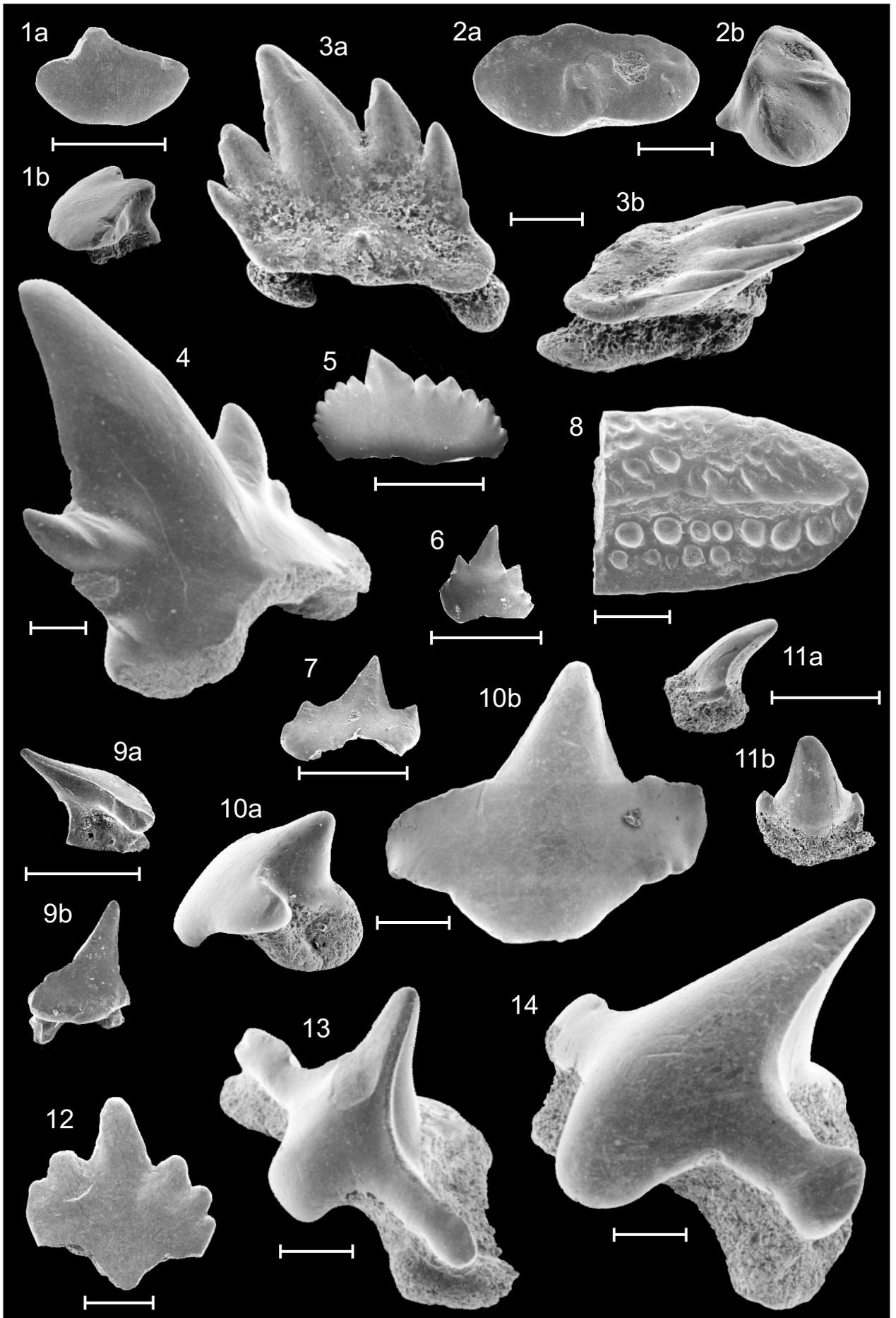


Maßstabsbalken entsprechen 0,4 mm (ausgenommen Fig. 1a,b und Fig. 12).

Tafel 2

- Fig. 1** *Protospinax annectans* WOODWARD 1919? - Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-9)
A - Labialansicht. B - Lateralansicht.
- Fig. 2** *Protospinax lochensteinensis* THIES 1982, Zahnkrone. Lokalität Hainholz, Oxfordium. (GPH 2000-II-10)
A - Labialansicht. B - Lateralansicht.
- Fig. 3** *Heterodontus* sp. - Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-11).
A - Labialansicht. B - Lateralansicht.
- Fig. 4** *Heterodontus* sp., Zahnkrone, Laterolabialansicht. Lokalität Boulogne (ASC 3), Tithonium. (GPH 2000-II-12)
- Fig. 5** *Heterodontus* sp., Zahnkrone, Labialansicht. Lokalität Hirschkopf, Oxfordium. (GPH 2000-II-13)
- Fig. 6** *Heterodontus* sp., Zahnkrone, Labialansicht. Lokalität Hirschkopf, Oxfordium. (GPH 2000-II-14).
- Fig. 7** *Heterodontus* sp., fragmentarische Zahnkrone, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (ASC 3), Tithonium.
(GPH 2000-II-15).
- Fig. 8** *Phorcynis* cf. *catulina* THIOLLIÈRE 1854 - Lokalität Holzen II (P. 3), Tithonium. (GPH 2000-II-16)
A - Lateralansicht. B - Labialansicht.
- Fig. 9** Orectolobiformes fam., gen. et spec. nov. 1 - A - Lateralansicht. Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-18) B - Zahnkrone, Labialansicht. Lokalität Boulogne (ASC 1), Tithonium. (GPH 2000-II-17)
- Fig. 10** Orectolobiformes fam., gen. et spec. nov. 2 - Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-19)
A - Lateralansicht. B - Labialansicht.
- Fig. 11** Orectolobiformes fam., gen. et spec. nov. 3, Zahnkrone, Labialansicht. Lokalität Hirschkopf, Oxfordium.
(GPH 2000-II-20)
- Fig. 12** Orectolobiformes fam., gen. et spec. nov. 4, Zahnkrone, Labialansicht. Lokalität Boulogne (ASC 1), Tithonium. (GPH 2000-II-21)
- Fig. 13** *Squatina* sp., Laterolabialansicht. Lokalität Boulogne (AC 5), Tithonium. (GPH 2000-II-22)
- Fig. 14** Squatinidae gen. et spec. nov., Laterolabialansicht. Lokalität Boulogne (ASC 3), Tithonium. (GPH 2000-II-23)

Tafel 2

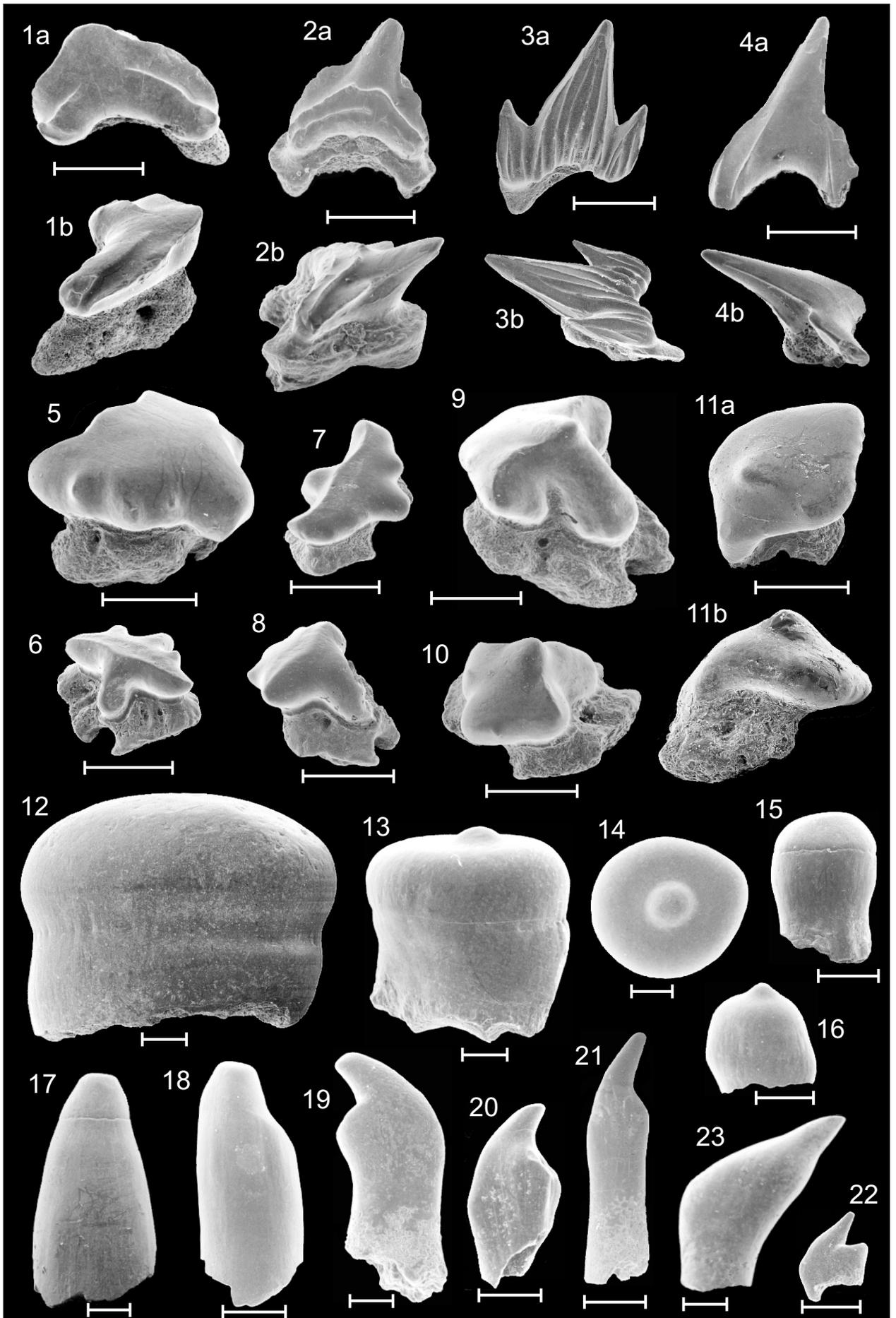


Maßstabsbalken entsprechen 0,4 mm.

Tafel 3

- Fig. 1** *Corysodon* sp. - Lokalität Boulogne (AMW 1), Kimmeridgium. **A** - Labialansicht. **B** - Lateralansicht. (GPH 2000-II-24)
- Fig. 2** *Corysodon* sp. - Lokalität Oker (Schicht 128), Kimmeridgium. **A** - Labialansicht. **B** - Lateralansicht. (TUCLP VB224)
- Fig. 3** *Palaeoscyllium formosum* WAGNER 1857 (= *Parasymbolus octevillensis* CANDONI 1993) - Lokalität Hirschkopf, Oxfordium. (GPH 2000-II-25) **A** - Labialansicht. **B** - Lateralansicht.
- Fig. 4** Carcharhiniiformes fam., gen. et spec. nov. - Lokalität Oker (Schicht 70), Kimmeridgium. **A** - Labialansicht. (GPH 2000-II-26) **B** - Zahnkrone, Lateralansicht. (GPH 2000-II-27)
- Fig. 5** *Belemnobatis* cf. *morinicus* SAUVAGE 1873, Laterolabialansicht.. Lokalität Boulogne (AC 5), Tithonium. (GPH 2000-II-28)
- Fig. 6** *Belemnobatis* cf. *morinicus* SAUVAGE 1873, Apikolingualansicht. Lokalität Boulogne (AC 3), Tithonium. (GPH 2000-II-29)
- Fig. 7** *Belemnobatis* cf. *morinicus* SAUVAGE 1873, Apikolabialansicht. Lokalität Boulogne (AC 3), Tithonium. (GPH 2000-II-30)
- Fig. 8** *Belemnobatis* sp., Laterolingualansicht. Lokalität Boulogne (AC 3), Tithonium. (GPH 2000-II-31)
- Fig. 9** *Spathobatis* sp., Apikolingualansicht. Lokalität Boulogne (AC 5), Tithonium. (GPH 2000-II-32)
- Fig. 10** *Spathobatis* sp., Apikolabialansicht. Lokalität Boulogne (AC 5), Tithonium. (GPH 2000-II-33)
- Fig. 11** Rajiformes fam., gen. et spec. nov. (BUCHWALD 1995) - Lokalität Oker (Schicht 153), Kimmeridgium. **A** - Labialansicht. (GPH 1995-II-44) **B** - Lateralansicht. (GPH 1995-II-45)
- Fig. 12** *Lepidotes* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 27), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-1)
- Fig. 13** *Lepidotes* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 83), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-2)
- Fig. 14** *Lepidotes* sp. MT1, Apikalansicht. Lokalität Oker (Schicht 83), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-3)
- Fig. 15** *Lepidotes* sp. MT2, Lateralansicht. Lokalität Boulogne (GCR 1), Tithonium. (GPH 2000-II-34)
- Fig. 16** *Lepidotes* sp. MT2, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 83), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-6)
- Fig. 17** *Lepidotes* sp. MT3, Lingualansicht. Lokalität Boulogne (CMW 6), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-35)
- Fig. 18** *Lepidotes* sp. MT3, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 153), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-8)
- Fig. 19** *Lepidotes* sp. MT4, Flankenansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-11)
- Fig. 20** *Lepidotes* sp. MT4, Flankenansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-10)
- Fig. 21** *Lepidotes* sp. MT4, Flankenansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-36)
- Fig. 22** *Lepidotes* sp. MT4, Flankenansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-13)
- Fig. 23** *Lepidotes* ? sp. MT5, Flankenansicht. Lokalität Boulogne (CMW 4), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-37)

Tafel 3

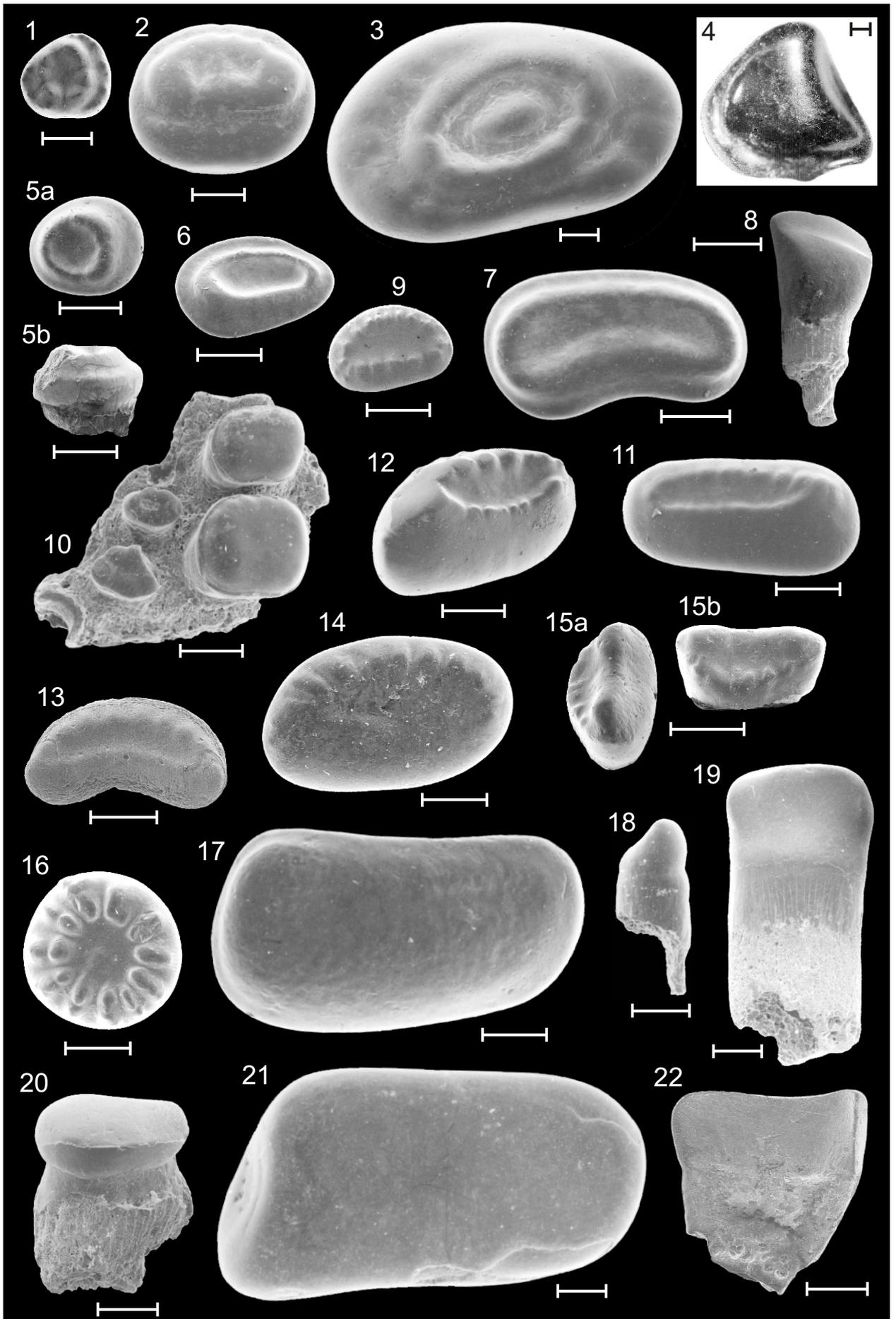


Maßstabsbalken entsprechen 0,4 mm.

Tafel 4

- Fig. 1** *Gyrodus* sp. MT1, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (ACH 1), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-38)
- Fig. 2** *Gyrodus* sp. MT2a, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (ACH 1), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-39)
- Fig. 3** *Gyrodus* sp. MT2b, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (ACH 1), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-40)
- Fig. 4** *Gyrodus* sp. MT3, Schmelzkappe, Laterolingualansicht. Lokalität Holzen II (P. 3), Tithonium. Maßstabsbalken entspricht 1 mm. (GPH 2000-II-41)
- Fig. 5** *Coelodus* cf. *mantelli* (AGASSIZ 1843) MT1, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (GCR 1), Tithonium. (GPH 2000-II-42)
- Fig. 6** *Coelodus* cf. *mantelli* (AGASSIZ 1843) MT1, Lateralansicht. Lokalität Boulogne (GCR 1), Tithonium. (GPH 2000-II-43)
- Fig. 7** *Coelodus* cf. *mantelli* (AGASSIZ 1843) MT1, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (GCR 1), Tithonium. (GPH 2000-II-44)
- Fig. 8** *Coelodus* cf. *mantelli* (AGASSIZ 1843) MT2, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (GCR 1), Tithonium. (GPH 2000-II-45)
- Fig. 9** *Coelodus* cf. *mantelli* (AGASSIZ 1843) MT3, Lingualansicht. Lokalität Varrigsen (B. 8), Tithonium. (GPH 2000-II-46)
- Fig. 10** *Coelodus* sp. MT1a, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Oker (Schicht 81), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-27)
- Fig. 11** *Coelodus* sp., Unterkieferfragment (linkes Präartikulare) mit 4 Zähnen (MT1), Okklusalansicht. Lokalität Oker (Schicht 50), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-47)
- Fig. 12** *Coelodus* sp. MT2a, Schmelzkappe, Apikolingualansicht (schräg). Lokalität Boulogne (ACH 1), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-48)
- Fig. 13** *Coelodus* sp. MT1b, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Boulogne (AC 1), Tithonium. (GPH 2000-II-49)
- Fig. 14** *Coelodus* sp. MT2a, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Oker (Schicht 83), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-28)
- Fig. 15** *Coelodus* sp. MT2b, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-50)
- Fig. 16** *Coelodus* sp. MT3, Schmelzkappe. Lokalität Boulogne (GCR 1), Tithonium. **A** - Apikolateralansicht. **B** - Lingualansicht. (GPH 2000-II-51)
- Fig. 17** *Mācromesodon* sp. MT1, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Oker (Schicht 83), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-18)
- Fig. 18** *Mācromesodon* sp. MT2, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Oker (Schicht 68), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-19)
- Fig. 19** *Macromesodon* sp. MT3, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 81), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-20)
- Fig. 20** *Macromesodon* sp. MT3, Lingualansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-21)
- Fig. 21** *Proscinetes* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 81), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-22)
- Fig. 22** *Proscinetes* sp. MT2, Schmelzkappe, Apikalansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-24)
- Fig. 23** *Proscinetes* sp. MT3, Lingualansicht. Lokalität Varrigsen (B. 8), Tithonium. (GPH 2000-II-52)

Tafel 4

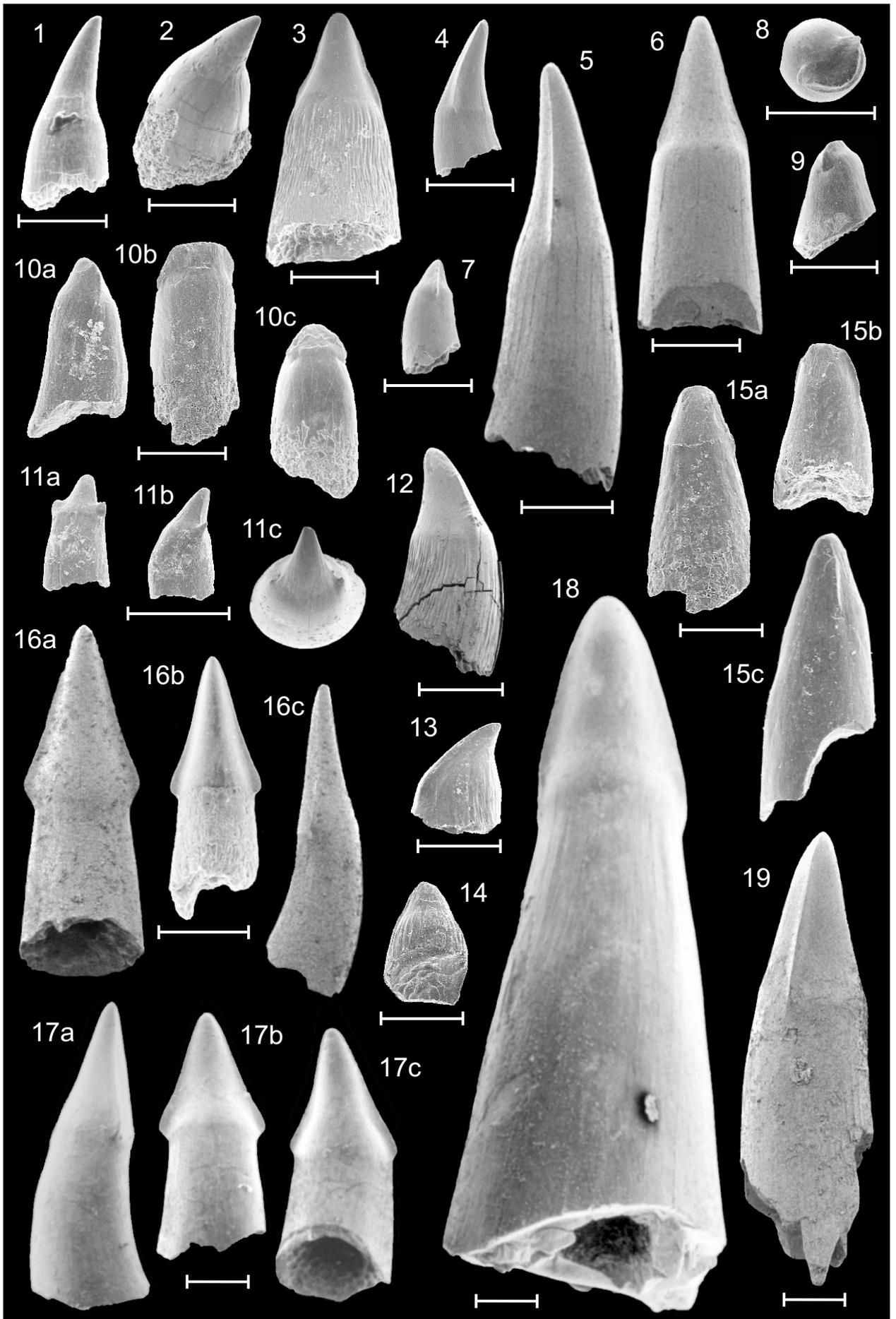


Maßstabsbalken entsprechen 0,4 mm (ausgenommen Fig. 4).

Tafel 5

- Fig. 1** *Ionoscopus* cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858), Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-53)
- Fig. 2** *Ionoscopus* cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858), Apikolingualansicht. Lokalität Boulogne (AMW 1), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-54)
- Fig. 3** *Ionoscopus* cf. *desori* (THIOLLIÈRE 1858), Lingualansicht. Lokalität Oker (Schicht 56), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-55)
- Fig. 4** *Ionoscopus* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. Maßstabsbalken entspricht 1 mm. (GPH 1996-I-38)
- Fig. 5** *Ionoscopus* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 88), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-40)
- Fig. 6** *Ionoscopus* sp. MT1, Lingualansicht. Lokalität Oker (Schicht 84), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-39)
- Fig. 7** *Ionoscopus* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-41)
- Fig. 8** *Ionoscopus* sp. MT2, Apikalansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-56)
- Fig. 9** *Ionoscopus* sp. MT2, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 50), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-43)
- Fig. 10** *Ionoscopus* sp. MT2 - **A** - Lateralansicht. Lokalität Dielmessen (P 1), Oxfordium. (GPH 2000-II-57)
B - Lingualansicht. Lokalität Dielmessen (P 2), Oxfordium. (GPH 2000-II-58) **C** - Labialansicht. Lokalität Oker (Schicht 50), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-59)
- Fig. 11** cf. *Ionoscopus* sp. nov. - **A** - Labialansicht. Lokalität Hirschkopf, Oxfordium. (GPH 2000-II-60)
B - Lateralansicht. Lokalität Hirschkopf, Oxfordium. (GPH 2000-II-61) **C** - Apikalansicht. Lokalität Boulogne (AMW 1), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-62)
- Fig. 12** *Callopterus* cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858, frakturierter Zahn, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 88), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-63)
- Fig. 13** *Callopterus* cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858, Lateralansicht. Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-64)
- Fig. 14** *Callopterus* cf. *agassizi* THIOLLIÈRE 1858, Lingualansicht. Lokalität Oker (Schicht 153), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-65)
- Fig. 15** *Callopterus* ? sp. - Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. **A** - Labialansicht. (GPH 2000-II-66) **B** - Lingualansicht. (GPH 2000-II-67) **C** - Lateralansicht. (GPH 2000-II-68)
- Fig. 16** *Catūrus* sp. - **A** - Lingualansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-69)
B - Labialansicht. Lokalität Oker (Schicht 27), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-47) **C** - Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 47), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-48)
- Fig. 17** *Catūrus* sp. - Lokalität Boulogne (CMW 4), Kimmeridgium. **A** - Lateralansicht. (GPH 2000-II-70)
B - Labialansicht. (GPH 2000-II-71) **C** - Lingualansicht. (GPH 2000-II-72)
- Fig. 18** cf. *Vidalamia* sp., Lingualansicht. Lokalität Boulogne (CMW 4), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-73)
- Fig. 19** cf. *Vidalamia* sp., Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 52), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-45).

Tafel 5

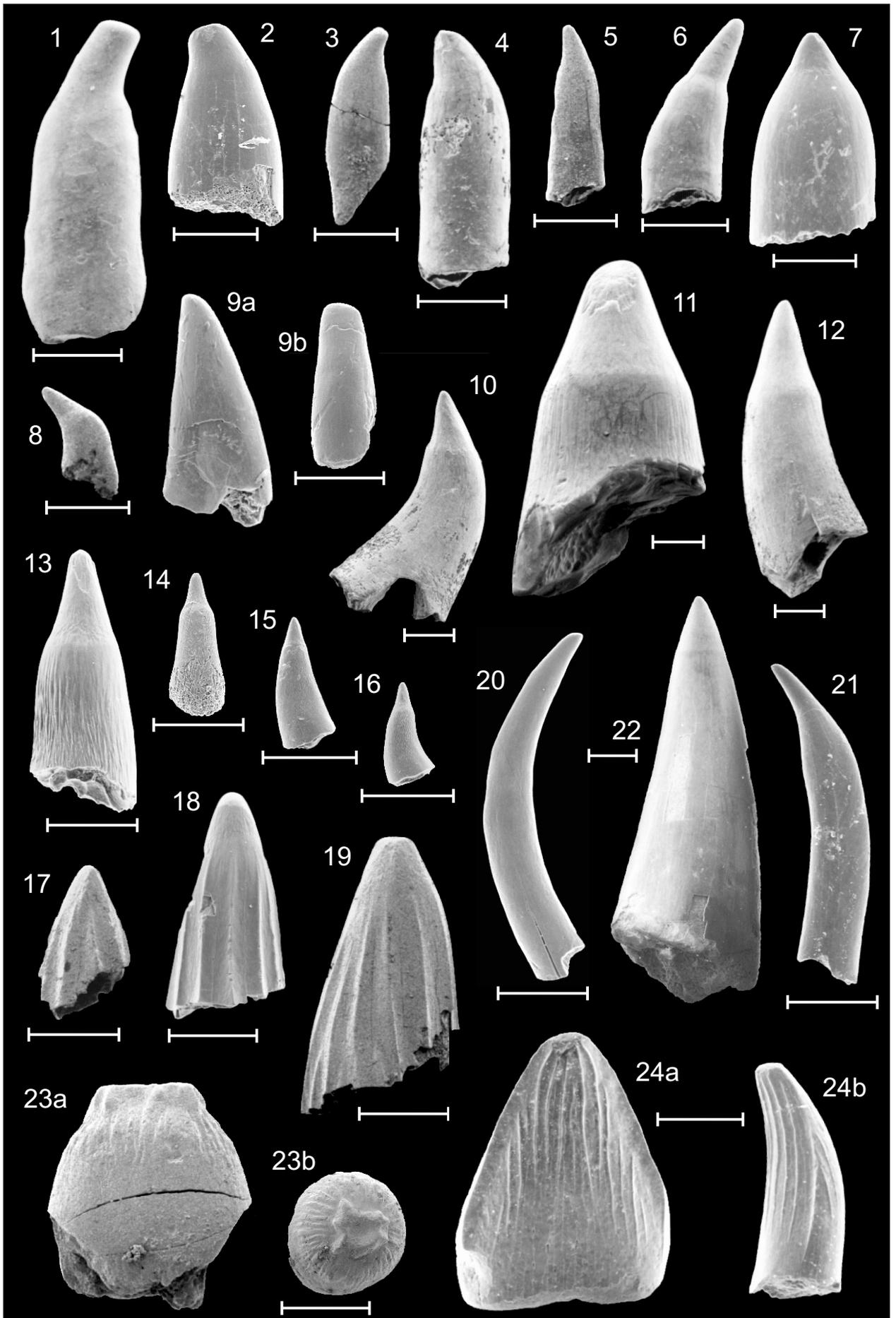


Maßstabsbalken entsprechen 0,4 mm.

Tafel 6

- Fig. 1** cf. *Macrosemius* sp., Lateralansicht. Lokalität Boulogne (ACH 2), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-74)
- Fig. 2** cf. *Macrosemius* sp., Lateralansicht. Lokalität Uppen (Probe 9 = Schicht 3/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-75)
- Fig. 3** *Notagogus* sp. MT1, frakturierter Zahn, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 99), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-31)
- Fig. 4** *Notagogus* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Boulogne (CMW 4), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-76)
- Fig. 5** *Notagogus* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 99), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-32)
- Fig. 6** *Notagogus* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Boulogne (CMW 4), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-77)
- Fig. 7** *Notagogus* sp. MT2, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 66), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-34)
- Fig. 8** *Notagogus* sp. MT1, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 27), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-33)
- Fig. 9** *Histionotus* sp. - Lokalität Oker (Schicht 81), Kimmeridgium. **A** - Lateralansicht. (GPH 1996-I-37)
B - Lingualansicht. (GPH 1996-I-36)
- Fig. 10** cf. *Aspidorhynchus* sp., Lateralansicht. Lokalität Boulogne (ACH 4), Tithonium. (GPH 2000-II-78)
- Fig. 11** cf. *Aspidorhynchus* sp., Lateralansicht. Lokalität Boulogne (AW 1), Tithonium. (GPH 2000-II-79)
- Fig. 12** cf. *Aspidorhynchus* sp., Lateralansicht. Lokalität Boulogne (AC 2), Tithonium. (GPH 2000-II-80)
- Fig. 13** *Belonostomus* sp., Lingualansicht. Lokalität Oker (Schicht 88), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-56)
- Fig. 14** *Belonostomus* sp., Labialansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-59).
- Fig. 15** *Belonostomus* sp., Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-57).
- Fig. 16** *Belonostomus* sp., Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-58).
- Fig. 17** *Sauropsis* sp., Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 88), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-81)
- Fig. 18** *Sauropsis* sp., Lingualansicht. Lokalität Oker (Schicht 49), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-52)
- Fig. 19** *Sauropsis* sp., Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 88), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-53)
- Fig. 20** *Thrissops subovatus* MÜNSTER in AGASSIZ 1844, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 153), Kimmeridgium. (GPH 1996-I-60)
- Fig. 21** Teleostei fam., gen. et spec. indet., Lateralansicht. Lokalität Varrigsen (B. 12), Tithonium. (GPH 2000-II-83)
- Fig. 22** Osteichthyes fam., gen. et spec. indet., Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 27), Kimmeridgium. (GPH 2000-II-82)
- Fig. 23** Crocodylia fam., gen. et spec. indet. - Lokalität Oker (Schicht 81), Kimmeridgium. **A** - Zahnkrone, Lateralansicht. (GPH 2000-II-84) **B** - Zahnkrone, Apikalansicht. (GPH 2000-II-85)
- Fig. 24** cf. *Theriosuchus* sp. - **A** - Zahnkrone MT1, Lingualansicht. Lokalität Uppen (Probe C = Schicht 6/2, WEIB 1995), Kimmeridgium. (GPH 1996-III-4) **B** - Zahnkrone MT2, Lateralansicht. Lokalität Oker (Schicht 83), Kimmeridgium. (GPH 1996-III-3)

Tafel 6



Maßstabsbalken entsprechen 0,4 mm.

Lebenslauf

Name: Alexander Mudroch
Adresse: Böcklinplatz 4, 30177 Hannover.
Geburtsdatum, -ort: 21.03.1966 in Hannover. Vater Hans-Jürgen Mudroch. Mutter Ursula Mudroch, geb. Wöhlermann. Ein Bruder.
Familienstand: Verheiratet. Zwei Kinder.

Sept. '72 - Juli '76 Grundschole Hoffmann-von-Fallersleben-Schole, Hannover.
Aug. '76 - Juni '85 Gymnasium Herschelschole, Hannover. 1985 Abitur.
02.09.85 - 30.04.87 Ableistung des Zivildienstes bei der Gemeinnützigen Gesellschaft zur Förderung Körperbehinderter e.V., Hannover. Tätig im Bereich der individuellen Schwerstbehindertenbetreuung (ISB).
WS 87/88 - WS 94 Studium der Geologie/Paläontologie an der Universität Hannover mit Abschluß Diplom-Geologe. 1990 Vordiplom. 1993 Diplomarbeit: "Mikrovertebratenreste aus dem Kimmeridgium des Langenbergs/Oker (Nördl. Harzvorland)". 1994 Selbständige geologischen Kartierung im Raum Wittmund, Ostfriesland. 16.08.94 Diplom. Prüfungsfächer: Allg. Geologie, Historische und Regionale Geologie, Paläontologie und Quartärgeologie.
Nov. '89 - Juli '92 Beschäftigung (mit Unterbrechungen) als wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Geologie und Paläontologie der Uni Hannover mit unterschiedlichen Tätigkeitsfeldern. Zuletzt im DFG-Forschungsprojekt Th 3-1 "Mikrovertebratenreste aus dem Oberjura Nordwestdeutschlands" von Prof. Dr. D. Thies.
Juli '90 - Okt. '93 Stipendium der Studienstiftung des deutschen Volkes.
17.12.90 Preis des Niedersächsischen Ministeriums für Wissenschaft und Kultur für hervorragende studentische Leistungen mit Geldprämie.
18.10.93 - 03.12.93 Anstellung im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLFb) im Rahmen des Vorhabens "Rohstoffsicherungsprogramm Niedersachsen".
01.12.94 - 30.11.96 Wissenschaftlicher Angestellter am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover im DFG-Forschungsprojekt Th 3-2 und 3-3 "Mikrovertebratenreste aus dem nordwesteuropäischen Oberjura Systematik, Palökologie und Stratigraphie" von Prof. Dr. D. Thies.
01.01.98-30.06.98
01.01.95-01.02.01 Anfertigung der Dissertation "Fischzähne aus dem Oberjura Nordwesteuropas - Systematik, Biogeochemie und Palökologie" an der Universität Hannover, Fachbereich Geowissenschaften unter der Betreuung von Prof. Dr. D. Thies.
Seit 1996 15 wissenschaftliche Publikationen.
13.07.2001 Promotion in den Fächern Paläontologie und Petrologie (Schwerpunkt Geochemie) zum Doktor der Naturwissenschaften.

Hannover, den 21. November 2001

A. Mudroch