



MARTIN WEINELT

**BECKENENTWICKLUNG
DES NÖRDLICHEN WIKING-GRABENS
IM KÄNOZOIKUM**

**VERSENKUNGSGESCHICHTE, SEQUENZSTRATIGRAPHIE,
SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1994

GEOMAR REPORT 31

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



MARTIN WEINLT

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 22.1.1992

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhalt:

Abstract	6
1. Einleitung	7
1.1. Die nördliche Nordsee im Känozoikum – Sedimentfalle am nordwesteuropäischen Kontinentalrand	8
1.2. Wie kann die känozoische Beckenentwicklung der Nordsee entschlüsselt werden?	8
2. Grundlagen der Untersuchung - Methodik	11
2.1. Bohrungen/Probenmaterial	11
2.2. Chronostratigraphie und Versenkungsgeschichte	12
2.3. Seismische Daten	14
2.4. Sedimentologie	16
2.4.1. Komponentenanalyse	16
2.4.2. Faktorenanalyse	18
2.5. Paläobathymetrische Abschätzung	19
3. Versenkungsgeschichte	20
3.1. Biostratigraphische Daten und Einstufung der Bohrungen	20
3.2. Subsidenzkurven	20
3.3. Sedimentationstempo	26
4. Seismische Sequenzstratigraphie	30
4.1. Fünf Sequenzen und ihre Grenzen	31
4.1.1. Die paläozäne Sequenz	31
4.1.2. Die eozäne Sequenz	31
4.1.3. Die oligozän-miozäne Sequenz	35
4.1.4. Die pliozäne Sequenz	36
4.1.5. Die quartäre Sequenz	36
4.2. Kartensätze	37
4.2.1. Tiefenkarten	37
4.2.2. Mächtigkeiten der Sequenzen	45
4.3. Querprofile	52
4.4. Chronostratigraphische Kontrolle der Sequenzgrenzen	53
5. Eigenschaften und Zusammensetzung der Sedimente	55
5.1. Granulometrische Ergebnisse	56
5.2. Die Komponenten der Sandfraktion und ihre prozentuale Verteilung	64
5.3. Faktorenanalytische Charakterisierung der Komponentenanalyse	67
6. Die Entwicklung des Beckens im Känozoikum – Synthese	68
7. Zusammenfassung	75
8. Dank	76
9. Literatur	77
10. Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen	84

Anhang:

Der Datenanhang kann in der Bibliothek des GEOMAR Forschungszentrums für marine Geowissenschaften eingesehen werden.

Abstract

During Tertiary and Quaternary times the North Sea acted as a sediment trap on the Northwest European continental margin. By preserving up to 3 kilometers of Cenozoic sediments, which keep a most complete and detailed history of a typical postrift basin, it differs to other shelf seas of Northwest Europe (e.g. the Barents Sea).

In order to unravel this history in terms of a case study an area between 61° - 62°N and 2° - 4°30'E in the northern Viking-Trough was chosen for sedimentological and seismic studies paralleled by paleontological analyses carried out by other workers. Three groups of questions were addressed during the investigation:

- How did subsidence of the basin occur in detail and which mechanisms could be responsible for differential subsidence in the area? Can we see in the sediments found today how the borderlands were affected by the tectonic development?
- How did the shape of the basin and its successions develop during Cenozoic times and which are the implications of the paleophysiography on changes of relative sealevel, facies of the basin and sediment sources and pathways?
- What are the characteristics and the nature of the Cenozoic sediments of the northern Viking Trough? Which were the main processes of sedimentation and the reasons of variations in sediment supply, distribution and composition?

The integration of seismic interpretation, sedimentological analyses and new biostratigraphic information allows to reconstruct the Cenozoic history of the northern Viking Trough in a new and detailed manner. The beginning of the Cenozoic basin development is marked by the Laramid tectonic phase, which led to some minor movements along older faults and basinwide erosion in Danian times. Subsequently the basin subsided without brittle deformation in three distinct phases: in the Late

Paleocene, in the Early Oligocene and in the Early Pliocene with the latter being the most important phase. Although sediment supply kept pace with the Neogene subsidence thus providing additional load on the underlying crust this phase of basin subsidence can not only be explained by thermal subsidence of a dead or dormant rift. Furthermore time equivalent uplift of Scandinavia (Late Paleocene, Early Oligocene, Early Pliocene), as identified on seismic data and in the composition of the sediments and their speed of accumulation in the northern Viking Trough, indicate plate tectonic movements to be the reason for the observed subsidence /uplift history.

The Paleocene episode of Scandinavian uplift is thought to be of minor magnitude. Continental erosion was not able to provide enough sediment to fill up the center of the basin which was, at the Paleocene/Eocene boundary, more than 900m deep. Only right off Sogne - Fjord three to four times higher amounts of mostly terrigenous sediment accumulated proving an at least Paleocene age of this structure.

These physiographical circumstances and the variability in the properties of the basin filling watermasses are reflected in the composition of the sediments. A flysch-type facies, also characterized by the „*Rhabdammina*-biofacies“, prevailed until Late Eocene times. An episode of increased production of biogenic opal within the Eocene can be correlated to similar observations in other parts of the world ocean and is thought to be induced by enhanced input of nutrients into the basin as a result of lateritic weathering of continental rocks. The flysch-type facies retreated when the northern North Sea became shallower and a water connection between the North Sea and the North Atlantic was established via the subsiding Greenland-Scotland Ridge. The onset of a shallow-neritic facies with well oxygenated bottom waters was the result.

1. Einleitung

Schelfmeere, an der Schnittstelle zwischen Ozean und Kontinent gelegen, nehmen eine Schlüsselposition für das Verständnis des globalen Stoffhaushaltes ein. Der überwiegende Teil der auf den Festländern mobilisierten gelösten und festen Stoffe gelangt über die hydrologische Kette in die Schelfmeere, die davon nur wenig an das Weltmeer abgeben. Unter diesen Stoffen befinden sich außer denen, die anthropogener Herkunft sind, vor allem die Produkte von chemisch-physikalischen Erosionsvorgängen und biologischen Prozessen an Land. Diese unterschiedlichen Quellen und Transportwege lassen sich bis heute nicht befriedigend, auch gegeneinander, quantifizieren.

Schelfmeere, die einen weltweiten Saum um die Kontinente bilden (Abb. 1.1.), nehmen nur 5.3% der Erdoberfläche ein (READING 1986). Ihre Bedeutung für den globalen Stoffhaushalt wird deshalb, vor allem verglichen mit den in ihrer Erstreckung und Tiefe so eindrucksvollen Ozeanen, oftmals unterschätzt. "... it is not well known that 80 percent of all sediment of the earth are trapped in vast piles on certain continental margins.", beklagt KENNETT (1982). Doch auch was die biologische Produktivität betrifft, gehören die Schelfe zu den fruchtbarsten Meeresgebieten der Erde (WALSH 1988).

Unter den Schelfmeeren Nordwesteuropas besitzt die Nordsee eine prominente ökologische und ökonomische

Bedeutung, angefangen bei ihrer Funktion als Verkehrsweg über ihr Potential, wichtige lebende und nichtlebende Rohstoffe zu liefern, bis hin zu ihrer umstrittenen Rolle als Endglied in der industriellen Abfallwirtschaft. Das damit verbundene gesellschaftliche und wissenschaftliche Interesse hat einerseits dazu geführt, daß die Nordsee heute als eines der bestuntersuchten Meeresgebiete der Erde gelten kann.

Innerhalb der Geowissenschaften andererseits haben sich die aufwendigsten Untersuchungen bisher darauf konzentriert, fossile Energieträger zu lokalisieren und quantifizieren, da die Nordsee in ihrem tieferen Untergrund den größten Teil der Erdgas- und Erdölvorkommen Nordwesteuropas birgt. Von diesen Untersuchungen, die geowissenschaftliche Arbeitsgruppen innerhalb der Energieindustrie unter streng betriebswirtschaftlich orientierten Bedingungen durchführen, gelangen nur ausnahmsweise lokal oder thematisch eng begrenzte Ergebnisse an die Öffentlichkeit. Hier wird geowissenschaftliche Expertise als Vorteil gegenüber anderen Wettbewerbern genutzt. Diesen Beschränkungen sind akademische Forschergruppen und Institutionen nicht unterworfen, doch wenden sich die meisten Autoren aus diesem Kreis speziellen Problemen (Biostratigraphie, Mineralogie, Tektonik) zu.

Um jedoch die Geschichte des Stoffeintrages in die Nordsee, d.h. die Prozesse von Sedimentation und Ero-

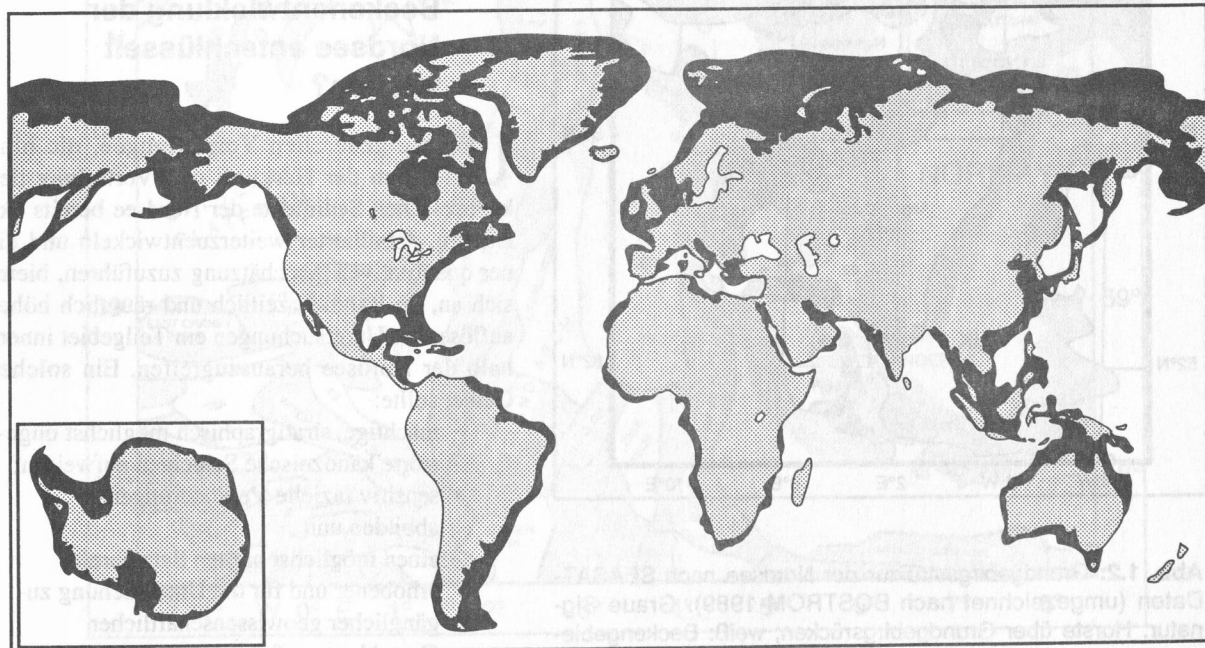


Abb. 1.1.: Heutige Verteilung der Schelfmeere. Deutlich wird die Variabilität in der Breite des Schelfsaums (schwarz) um die Kontinente (umgezeichnet nach READING 1986).

sion, nachvollziehen zu können, müssen verschiedene geologische Phänomene prozeß- und syntheseorientiert analysiert werden. Solche geowissenschaftlichen Ansätze werden unter dem Begriff Beckenanalyse zusammengefaßt. In dieser Arbeit soll eine solche Analyse für die jüngste Ära der Erdgeschichte, das Känozoikum (die letzten ca. 65 my) in einem wichtigen Teilgebiet des Nordseebeckens durchgeführt werden.

1.1. Die nördliche Nordsee im Känozoikum - Sedimentfalle am nordwesteuropäischen Kontinentalrand

Obwohl das heutige Gesicht der Nordsee entscheidend während des Känozoikums geprägt wurde, gibt es kaum öffentlich zugängliche Arbeiten, die eine Beckenanalyse unter dem Aspekt des Stoffeintrages in ein Schelfmeer zum Gegenstand haben. Das verwundert umso mehr, als die känozoische Nordsee dies geradezu herausfordert:

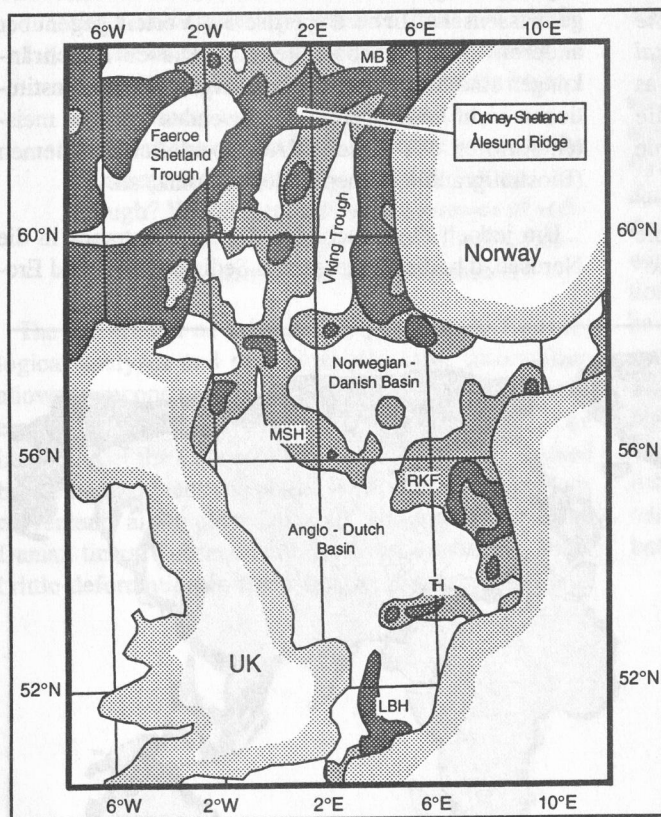


Abb. 1.2: Grundgebirgsstruktur der Nordsee nach SEASAT-Daten (umgezeichnet nach BOSTROM 1989). Graue Signatur: Horste über Grundgebirgsrücken; weiß: Beckengebiete. LBH: London-Brabant High; MB: Møre Becken; MSH: Mid-North-Sea High; RKF: Ringkøbing-Fyn High; TH: Texel High;

- die känozoische Nordsee ist ein fast abgeschlossenes Meeresgebiet, das nur im Norden einen eng begrenzten Zugang zum Nordatlantik besitzt (Abb. 1.2.);
- stellenweise über 3 km mächtige känozoische Sedimente (ZIEGLER 1982, NIELSEN et al. 1986) versprechen eine optimale und hochauflösende Überlieferung ihrer Geschichte;
- aufgrund der Arbeit geowissenschaftlicher Institute und Dienste und nicht zuletzt durch die intensive Kohlenwasserstoff-Exploration besteht schon jetzt ein engmaschiges Netz von geologisch-geophysikalischen Grunddaten und Beprobungen.

Die Nordsee unterscheidet sich daher von anderen Schelfgebieten Nordwesteuropas. So sind zum Beispiel in der westlichen Barents-See zwar auch stellenweise bis zu 2km känozoische Sedimente erhalten, doch wurden vor allem im jüngeren Neogen in weiten Teilen der Barents-See die känozoischen Sedimente erodiert (bis zu 3km) und auf den Kontinentalhang verfrachtet (VORREN et al. 1991). Die känozoische Nordsee kann im Gegensatz dazu als eine Art Sedimentfallen-Experiment größeren Maßstabes betrachtet werden. Die Aussichten dieses Experiment, seine Randbedingungen und Resultate mit den zur Verfügung stehenden geowissenschaftlichen Mitteln zu entschlüsseln, sind außerordentlich günstig.

1.2. Wie kann die känozoische Beckenentwicklung der Nordsee entschlüsselt werden?

Um die generellen Vorstellungen, die hinsichtlich der Herkunft und Verteilung der känozoischen Sedimente der Nordsee bereits existieren, detaillierter weiterzuentwickeln und einer quantitativen Abschätzung zuzuführen, bietet sich an, im Rahmen zeitlich und räumlich höher auflösender Untersuchungen ein Teilgebiet innerhalb der Nordsee herauszugreifen. Ein solches Gebiet sollte:

- mächtige, stratigraphisch möglichst ungestörte känozoische Schichten aufweisen;
- sensitiv fazielle Veränderungen abbilden, und
- einen möglichst breiten Satz bereits erhobener und für die Untersuchung zugänglicher geowissenschaftlicher Grunddaten aufweisen.

Unter diesen Prämissen bietet sich das Gebiet zwischen ca. 61° - 62°N und 2° - 5°E im nörd-

lichen Teil des Wiking-Grabens als besonders geeignet an (Abb. 1.3.). Der Wiking-Graben gehört zum zentralen Grabensystem, dem Depotzentrum, der Nordsee. Mit seiner unmittelbaren Nähe zum nordwesteuropäischen Kontinentalrand und dem Fennoskandischen Schild ist er besonders sensibel für die Veränderungen der Beckenfazies aufgrund tektonischer, aber auch ozeanologisch-klimatisch gesteuerter Prozesse. Intensive Explorationsaktivitäten haben schließlich in diesem Gebiet einen umfangreichen Satz von zum Teil zugänglichen Daten und Proben erbracht.

Bei der Auswertung eines Sedimentfallen-Experiments stellen sich zunächst drei Fragen: wie können die einzelnen Ereignisse unterschieden werden, wann

ist ein beobachtetes Ereignis aufgetreten, welche Signalträger der Ereignisse sind überliefert und wie können deren Signale gelesen werden? Um diese Fragen zu beantworten, müssen vor allem folgende Informationen vorliegen:

- sedimentologische Einheiten (Sequenzen) als Ergebnis in sich einheitlicher Ablagerungsereignisse müssen deutlich voneinander unterscheidbar sein und in ihrer räumlichen Verteilung bestimmt werden;
- die Zeitachse der betrachteten Ereignisse muß so detailliert wie möglich bekannt sein;
- die stoffliche Zusammensetzung der Sequenzen und ihre Veränderungen müssen ermittelt werden.

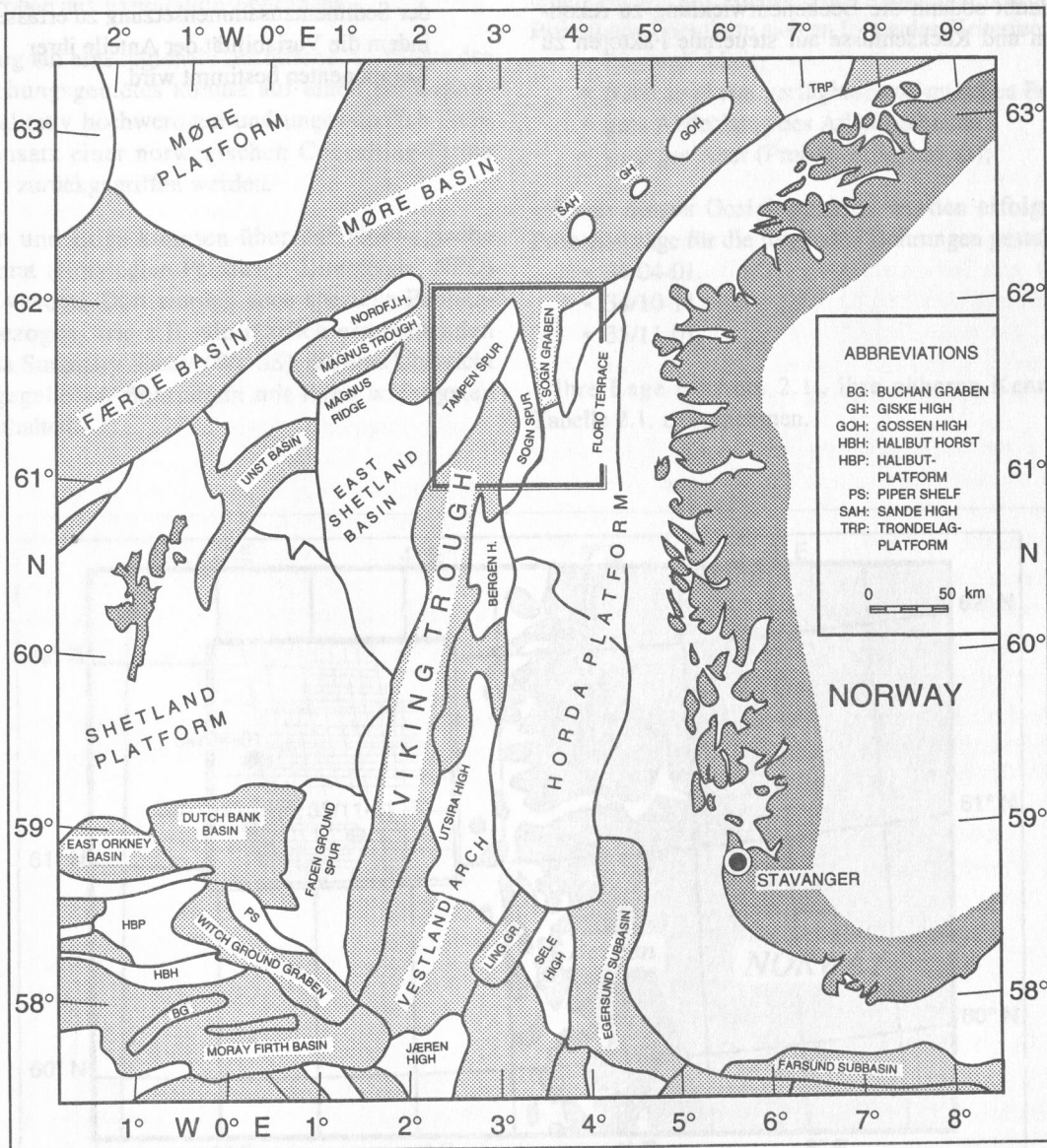


Abb. 1.3.: Lage des Arbeitsgebietes der vorliegenden Untersuchung (doppelter Kasten). Dargestellt ist die tektonische Struktur der nördlichen Nordsee. Horste und Plattformen: weiß; Gräben und Becken: grau (umgezeichnet nach NOPEC 1988).

Der erste Punkt ist zunächst abhängig von der Güte der zur Verfügung stehenden Grunddaten. Genauso wichtig ist aber eine in sich geschlossene und ausnahmslos auf diese Daten anwendbare Definition eines Sequenzsystems. Punkt zwei ist von entscheidender Bedeutung für den Erfolg einer Beckenanalyse. Die Kontrolle der zeitlichen Dimension der untersuchten Prozesse bestimmt die mögliche Schärfe der angestrebten Resultate. Hier ist als Beispiel die Subsidenzgeschichte eines Beckens zu nennen. Sie bestimmt die Physiographie und damit die Kapazität eines Beckens. Gleiches gilt für Veränderungen im Materialangebot. Die Analyse der Sedimentzusammensetzung schließlich orientiert sich daran, welche relevanten Signalträger das Sediment enthält. Diese müssen zunächst ermittelt und dann interpretiert werden. Die so erhobene Datengrundlage erlaubt sodann die Beckenentwicklung zu rekonstruieren und Rückschlüsse auf steuernde Faktoren zu ziehen.

Die für eine solche Untersuchung gewählten Methoden müssen auf die zur Verfügung stehenden Grunddaten anwendbar und bezüglich ihrer Aussagekraft hinreichend dokumentiert sein. Es bietet sich in diesem Zusammenhang deshalb an:

- ein engmaschiges Netz reflexionsseismischer Profile der Explorationsindustrie heranzuziehen, um ein sequenzstratigraphisches System für das Känozoikum zu definieren, das regionale Gültigkeit besitzt;
- neue, möglichst detaillierte biostratigraphische Daten zu verwenden, um den bekannten chronostratigraphischen Rahmen durch zusätzliche Informationen zu erweitern und zu verfeinern;
- an den Gesteinen direkt die Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung zu erfassen, indem die Variabilität der Anteile ihrer Komponenten bestimmt wird.



Abb. 1.2.4 zeigt das regionalisierte der vertikalen Dimension der Sedimentation im Nordatlantik. Die Karte zeigt die Beckenentwicklung im Nordatlantik. Die Beckenentwicklung im Nordatlantik ist durch die Subsidenzgeschichte eines Beckens zu nennen. Sie bestimmt die Physiographie und damit die Kapazität eines Beckens. Gleiches gilt für Veränderungen im Materialangebot. Die Analyse der Sedimentzusammensetzung schließlich orientiert sich daran, welche relevanten Signalträger das Sediment enthält. Diese müssen zunächst ermittelt und dann interpretiert werden. Die so erhobene Datengrundlage erlaubt sodann die Beckenentwicklung zu rekonstruieren und Rückschlüsse auf steuernde Faktoren zu ziehen.

2. Grundlagen der Untersuchung - Methodik

Durch die intensive Kohlenwasserstoffexploration im Wiking-Graben wurden mit großem Aufwand unterschiedliche, geowissenschaftlich relevante Daten erhoben, die zum Teil der Grundlagenforschung zugänglich gemacht werden können. Die vorliegende Untersuchung setzte die Interpretation dreier Datenquellen voraus (s.a. Kap. 1.2.):

- Seismische Daten;
- Daten geophysikalischer Bohrlochmessungen (logs);
- Proben aus Explorationsbohrungen.

In Bezug auf eine regionale seismische Aufnahme des Untersuchungsgebietes konnte auf einen umfangreichen, qualitativ hochwertigen und ungewöhnlich dichten Datensatz einer norwegischen Consulting-Firma (NOPEC) zurückgegriffen werden.

Proben und Logs konnten über das Norwegische Öldirektorat (Norwegian Petroleum Directorate, NPD) bezogen werden. Dort wurden auch spezielle Publikationen bezogen, wie z.B. die jährlich erscheinenden Well Data Summary Sheets (WDSS), die eine Übersicht der freigegebenen Bohrungen mit ihren wichtigsten Daten enthalten.

2.1. Bohrungen/Probenmaterial

Die in dieser Arbeit angestrebte Beckenanalyse hinsichtlich des Stoffeintrags setzt zum einen die sedimentologische Bearbeitung von känozoischem Probenmaterial (s.a. Kap. 1.2.), zum anderen Kenntnisse der physikalischen Eigenschaften der Sedimente voraus. Für beides (Probenmaterial, geophysikalische Bohrlochmessungen) bieten die über 50 im Untersuchungsgebiet abgeteufte Explorationsbohrungen die potentielle Datengrundlage. Die Auswahl der schließlich bearbeiteten Bohrungen orientierte sich an folgenden Kriterien:

- Zugänglichkeit;
- Nähe zu einem verfügbaren seismischen Profil;
- gute Abdeckung des Arbeitsgebietes.
- geringes Alter (Probenverfügbarkeit);

Unter diesen Gesichtspunkten wurden erfolgreiche Probenanträge für die folgenden Bohrungen gestellt:

- 34/04-01,
- 34/10-11,
- 35/11-01.

Ihre Lage ist Abb. 2.1., ihre näheren Kenndaten Tabelle 2.1. zu entnehmen.

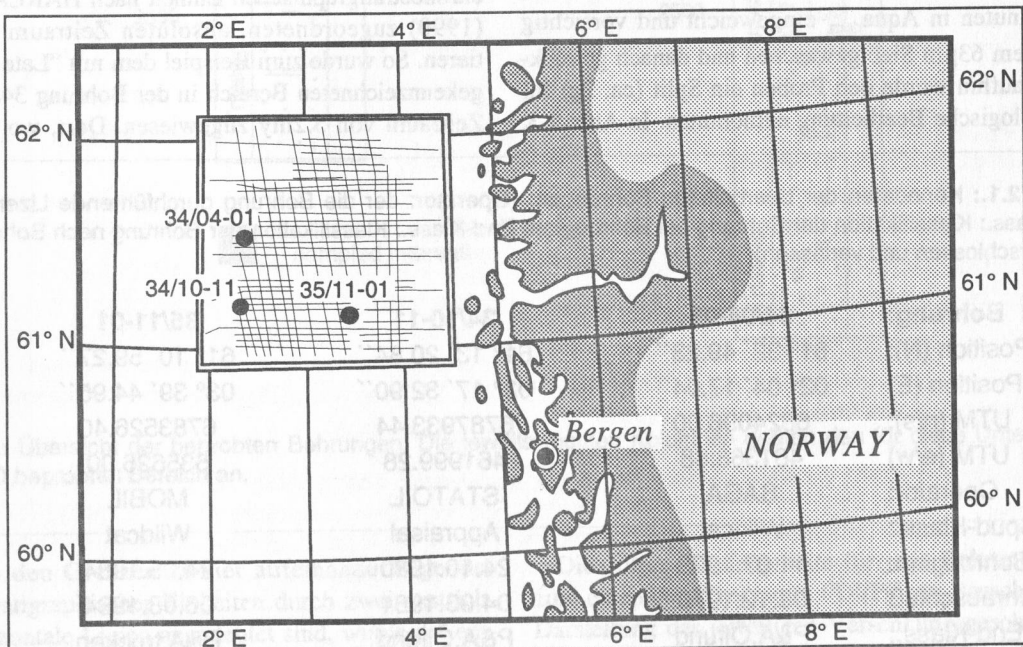


Abb. 2.1.: Arbeitsgebiet (Doppelkasten) mit den hier bearbeiteten Bohrungen (volle Kreise) und den zur Verfügung stehenden seismischen Profilen (dünne Linien).

Die Proben lagen als Bohrklein (sog. *cuttings*) vor. Es handelt sich dabei um Gesteinsbruchstücke, die beim Rotary-Bohrverfahren anfallen, und die mit der Spülung an die Tagesoberfläche gelangen. Die Spülung wird dort über ein Sieb geleitet, das das erbohrte Material zurückhält. Nach einem bestimmten Bohrfortschritt wird dieses Material beprobt und das Sieb gereinigt. Jeweils ein Teil der Probe wird dem NPD vom *operator* einer Bohrung zur Bearbeitung und Archivierung übergeben.

Die obersten Sedimente wurden vom *operator* nicht beprobt, d.h. Probenmaterial der ersten 100m bis 200m der Bohrungen liegen beim NPD nicht vor. Darunter liegt der Probenabstand in den känozoischen Teilen der Bohrungen bei 10m (im Tieferen z.T. auch 3m). Keine der untersuchten Bohrungen war in ihrem känozoischen Teil gekernt. Eine Übersicht bietet Abb. 2.2., in der auch die Bereiche markiert sind, aus denen Proben zur Verfügung standen.

Die Probenbewilligung des NPD galt für je 25g bei gewaschenen *cuttings* und je 40g bei ungewaschenen. Dies sind die Massen, die maximal der Mutterprobe entnommen werden durften. Jedoch waren die Mutterproben zum Teil derart vermindert, daß die oben genannten Massen nicht mehr verfügbar waren. Außerdem muß selbstverständlich eine Referenzprobe beim NPD verbleiben, sodaß die Massen der verfügbaren Ausgangsproben zwischen ca. 3g und 40g variieren.

Vor einer weiteren Bearbeitung wurden die *cuttings*, soweit sie noch nicht gewaschen vorlagen, gewaschen, d.h. vom Bohrschlamm befreit. Sie wurden ca. fünf bis zehn Minuten in Aqua_{dem.} eingeweicht und vorsichtig über einem 63µm Sieb gewaschen und danach getrocknet. Daraufhin wurde den Proben ein Split (ca. 2g) für paläontologische Bearbeitung entnommen. In Abb. 2.3.

ist der Ablauf der Probenbearbeitung schematisch dargestellt.

2.2. Chronostratigraphie / Versenkungsgeschichte

Grundlegende Informationen über die chronostratigraphische Stellung der erbohrten Gesteine bieten die WDSS. Die dortigen Angaben, speziell für den känozoischen Teil der Bohrungen, sind jedoch z.T. un-differenziert und gegenüber Nachbarbohrungen widersprüchlich. Insbesondere finden sich keine Angaben zu Hiaten. Die Grundlagen und die Quelle der jeweiligen Einstufung gehen aus den WDSS nicht hervor.

Aus diesen Gründen wurden für die hier bearbeiteten Bohrungen von den folgenden Bearbeitern neue biostratigraphische Daten erhoben:

- STEURBAUT: Bohrung 34/04-01, 34/10-11, 35/11-01
- SPIEGLER: Bohrung 34/04-01, 35/11-01.

Die Ergebnisse dieser Einstufungen lagen dem Autor in Form von stratigraphischen Tabellen für die entsprechenden Bohrungen vor (Abb. 3.1. – 3.3., Kap. 3.1.). Diese bildeten die Grundlagen aller in dieser Arbeit vorgestellten Altersangaben. Den stratigraphischen Grenzen in den Tabellen wurden geologische Alter nach HARLAND et al. (1990) zugewiesen. Horizontale Linien in der chronostratigraphischen Kolumne wurden als Altersfixpunkte angesehen. Bereiche, die mit einem bestimmten chronostratigraphischen Begriff versehen sind, wurden so gedeutet, daß sie den gesamten, dieser chronostratigraphischen Einheit nach HARLAND et al. (1990) zugeordneten, absoluten Zeitraum repräsentieren. So wurde zum Beispiel dem mit "Late Miocene" gekennzeichneten Bereich in der Bohrung 34/04-01 ein Zeitraum von 5.2my zugewiesen. Dort, wo Unsicher-

Tabelle 2.1.: Kenndaten der bearbeiteten Bohrungen. (Operator: der die Bohrung durchführende Lizenznehmer; Spud-Klass.: Klassifikation der Bohrung bei Bohrbeginn; End-Klass.: Klassifikation der Bohrung nach Bohrabschluß, P&A: verschlossen und verlassen).

Bohrung:	34/04-01	34/10-11	35/11-01
Position (N):	61° 32' 49.23''	61° 13' 20.84''	61° 10' 59.27''
Position (E)	02° 04' 17.04''	02° 17' 32.90''	03° 39' 44.95''
UTM (n/s):	6824096.00	6787933.44	6783526.40
UTM (e/w)	461368.88	461999.28	535626.00
Operator:	SAGA	STATOIL	MOBIL
Spud-Klass.:	Wildcat	Appraisal	Wildcat
Bohrbeginn:	11.07.1979	24.10.1980	24.05.1984
Bohrabschluß	08.12.1979	04.03.1981	06.08.1984
End-Klass.:	P&A,Ölfund	P&A,Ölfund	P&A,trocken
Wassertiefe [m]:	375	229	365
Endteufe (ET[m]):	2930	2130	3336
Formation bei ET:	Trias	Trias	Trias

Outline of
Sampled Wells

34/04-01

34/10-11

35/11-01

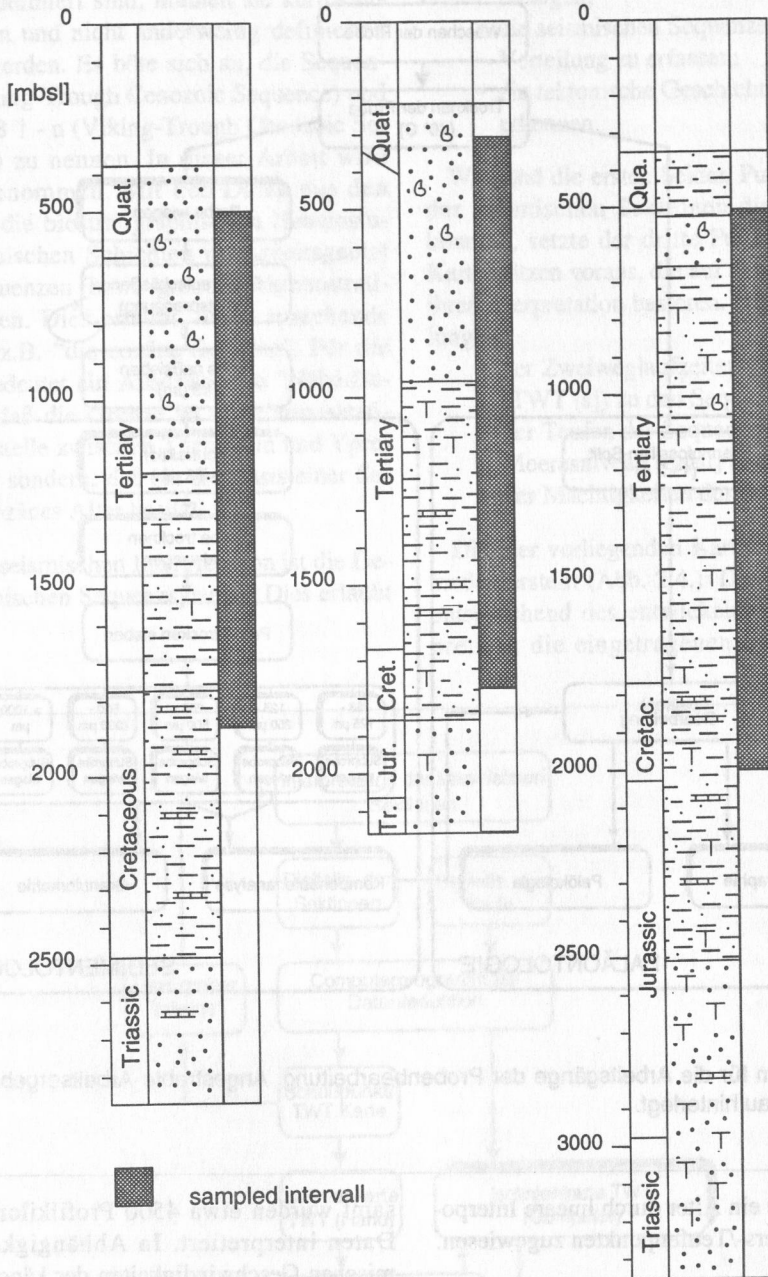


Abb. 2.2.: Übersicht der beprobten Bohrungen. Die jeweils rechten Kolonnen deuten den für diese Untersuchung beim NPD beprobten Bereich an.

heiten in den Grenzen zweier aufeinanderfolgender chronostratigraphischer Einheiten durch zwei gestrichelte, horizontale Linien angedeutet sind, wurde die entsprechende Grenze in die Mitte des von den gestrichelten Linien begrenzten Bereichs gelegt (z.B. Early Pliocene/Late Pliocene-Grenze, Bohrung 34/04-01).

Die Alters-/Teufenpunkte für jede Bohrung wurden zum einen dem Programm PDI/PC zur Berechnung und Darstellung der jeweiligen Versenkungsgeschichte und des Sedimentationstempos übergeben. Das Programm korrigiert die Kompaktion der Sedimente durch Eingabe bekannter oder abgeschätzter Porositäten und Paläowassertiefen (Handbuch PDI/PC, IES 1990). Zum an-

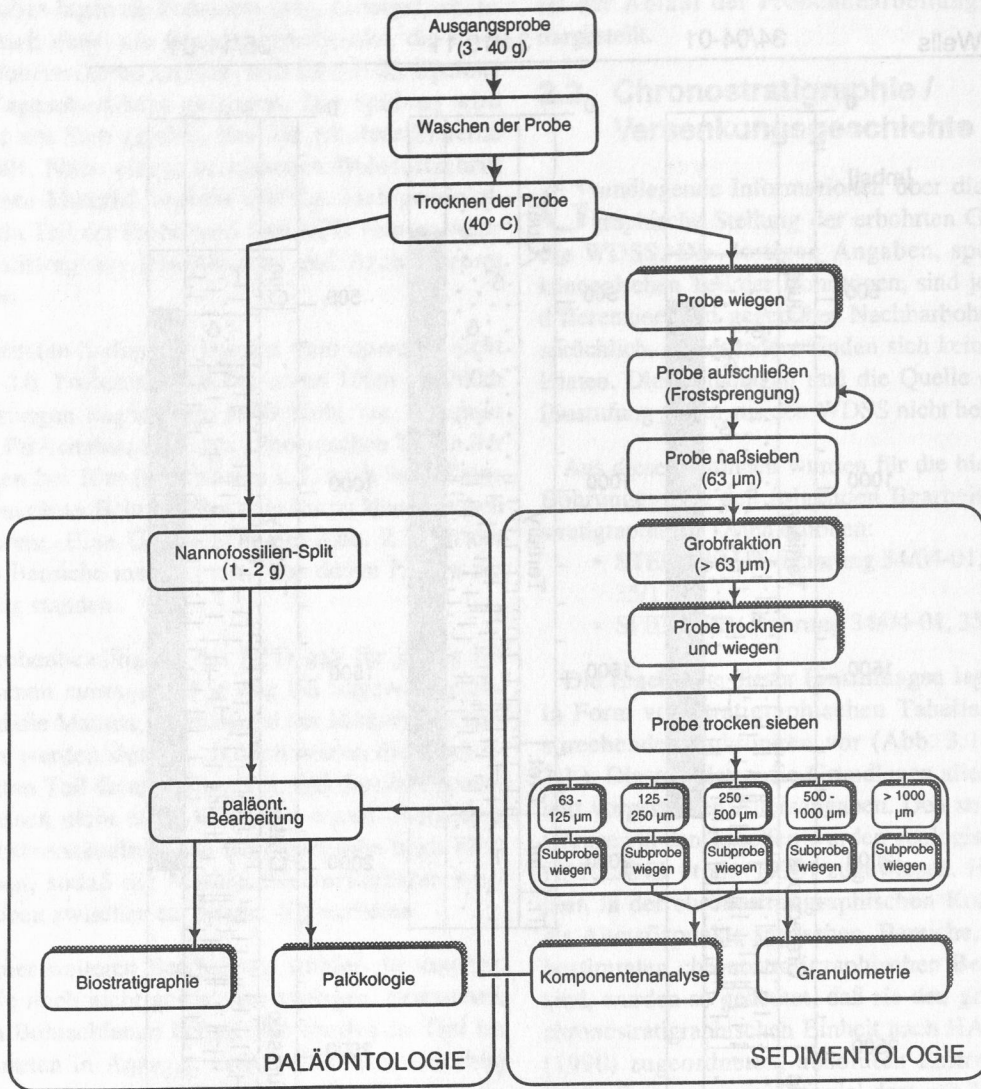


Abb. 2.3.: Fließdiagramm für die Arbeitsgänge der Probenbearbeitung. Angestrebte Arbeitsergebnisse und wichtige Zwischenschritte sind grau hinterlegt.

deren wurde jeder Probe ein Alter durch lineare Interpolation zwischen den Alters-/Teufenpunkten zugewiesen.

Die Werte für die Porositäten der untersuchten Gesteine wurden den entsprechenden Logs, die ebenfalls durch das NPD bezogen wurden, entnommen bzw. aus *sonic logs* berechnet. Dabei wurde entsprechend SCHLUMBERGER (1974, 1985) und MERKEL (1979) vorgegangen.

2.3. Seismische Daten

Für diese Arbeiten standen zwei seismische Aufnahmen (eine mehr überregionale und eine detailliertere) in Form von gestapelten und migrierten Laufzeit-(TWT)-Papiersektionen im sog. halben Maßstab vor. Die Lage der Profile ist Abb. 2.1. zu entnehmen. In-

samt wurden etwa 4500 Profilkilometer seismischer Daten interpretiert. In Abhängigkeit von den seismischen Geschwindigkeiten der känozoischen Gesteine ergibt sich eine Überhöhung der Sektionen von etwa 1:2. Weitere Spezifikationen der Aufnahmen finden sich im Anhang.

Bei der geologischen Interpretation der seismischen Daten wurde entsprechend VAIL, MITCHUM et al. (1977), SANGREE & WIDMIER (1979), BROWN & FISHER (1980) und McQUILLIN et al. (1984) vorgegangen. Zum Verständnis der im Zusammenhang mit den Ausführungen zur seismischen Interpretation in dieser Arbeit verwendeten Begriffe, wird auf MITCHUM (1977) verwiesen.

Zur Namensgebung der Sequenzen und ihrer Grenzen sei folgendes angemerkt: Da die Sequenzen und ihre Grenzen allein durch die Geometrie und Fazies seismischer Reflektoren definiert sind, müßten sie korrekterweise mit neutralen und nicht anderweitig definierten Namen versehen werden. Es böte sich an, die Sequenzen VCS 1 - n (Viking-Trough Cenozoic Sequence) und ihre Grenzen VCSB 1 - n (Viking-Trough Cenozoic Sequence Boundary) zu nennen. In dieser Arbeit wird davon Abstand genommen. Mit den Daten aus den WDSS und durch die biostratigraphischen Neueinstufungen der känozoischen Schichten im Arbeitsgebiet lassen sich die Sequenzen (bzw. -grenzen) chronostratigraphisch einordnen. Dies erlaubt, ihnen sprechende Namen zu geben, z.B. "die eoäne Sequenz". Für die Sequenzgrenzen bedeutet ein Ausdruck wie "Nähe Basis Eozän" nicht, daß die Grenze an die chronostratigraphische Schnittstelle zwischen Thanetium und Ypresium zu stellen ist, sondern, daß sie die Basis einer Sequenz bildet, die eoänes Alter besitzt.

Grundlage einer seismischen Interpretation ist die Definition eines seismischen Sequenzsystems. Dies erlaubt sodann:

- erste Kenntnisse der sedimentologischen Geschichte des Beckens aufgrund der Interpretation der seismischen Fazieseinheiten zu erlangen;
- die seismischen Sequenzen in ihrer räumlichen Verteilung zu erfassen;
- die tektonische Geschichte des Beckens zu erkennen.

Während die ersten beiden Punkte durch die Analyse der seismischen Sektionen direkt erarbeitet werden konnten, setzte der dritte Punkt die Konstruktion von Kartensätzen voraus, die auf den seismischen Daten und ihrer Interpretation basieren. Diese Karten sind Darstellungen :

- der Zweiweglaufzeiten des seismischen Signals (TWT [s]) zu den Sequenzgrenzen;
- der Teufen der Sequenzgrenzen unter Meeresniveau [mbsl] und
- der Mächtigkeiten der Sequenzen [m].

Die hier vorliegenden Kartensätze wurden folgendermaßen erstellt (Abb. 2.4.): Die Papiersektionen wurden entsprechend des entwickelten Sequenzsystems interpretiert, die eingetragenen Sequenzgrenzen wurden

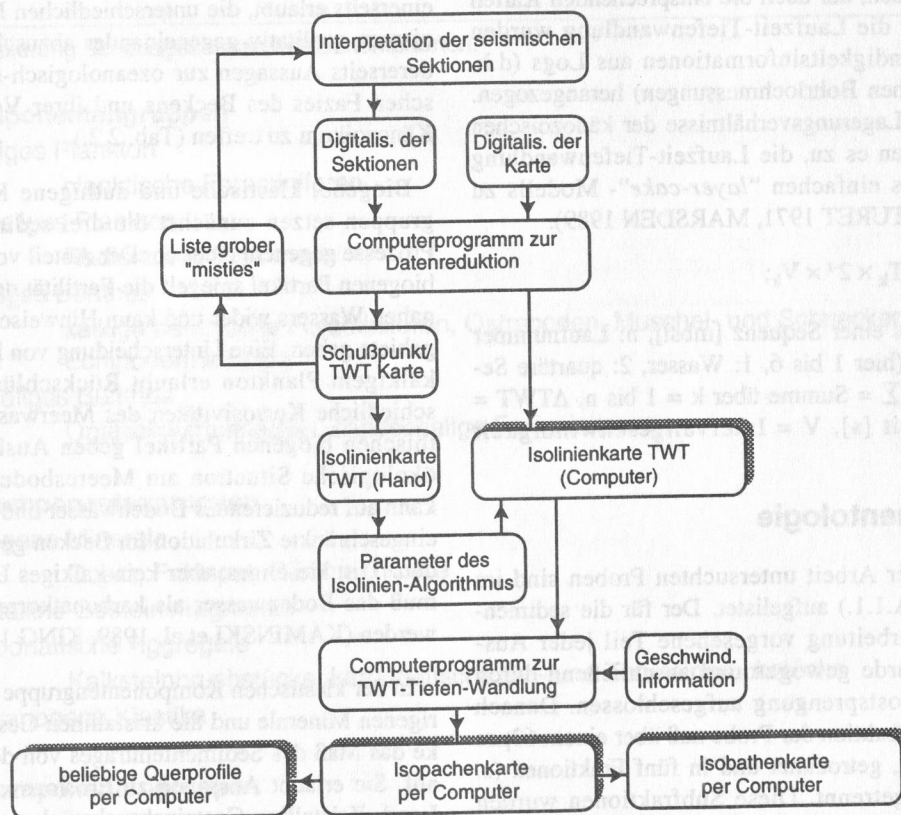


Abb. 2.4.: Fließdiagramm für die Arbeitsgänge der seismischen Interpretation. Angestrebte Arbeitsergebnisse sind grau hinterlegt. (TWT: Zweiweglaufzeit; *mistie*: unterschiedliche Laufzeiten für eine Sequenzgrenze am Schnittpunkt zweier Sektionen).

dann von Hand digitalisiert (ein TWT-Wert alle 5 Schußpunkte, d.h. alle 125m), sodaß die Daten auf einem Rechner weiterverarbeitet werden konnten. Die TWT-Karten wurden sowohl manuell als auch mit Hilfe eines Isolinenprogramms auf dem Rechner erstellt. Der Rechner ermittelt aus etwa 15 000 Grunddatenpunkten (jeweils UTM-Koordinate und zugehöriger TWT-Wert) eine äquidistante Wertematrix (hier 180×180), die er der Konturierung zugrunde legte.

Manuelle Konturierung wurde der maschinellen Bearbeitung aus zwei Gründen vorangestellt:

- Fehler bei der Digitalisierung der Sektionen können besser erkannt und korrigiert werden;
- in die Karten fließen die Kenntnisse (und auch die Intuition) des Bearbeiters mit ein.

Anschließend wurden die Parameter des Isolinen-Algorithmus so eingestellt, daß die "Handkarten" und die "Rechnerkarten" nahezu deckungsgleich wurden.

Um die Tiefen- und Mächtigkeitskarten zu konstruieren, d.h. eine Laufzeit-Tiefenwandlung vorzunehmen, wurde die Wertematrix der TWT-Rechnerkarten ausgelesen, und darauf die entsprechenden mathematischen Operationen durchgeführt. Die resultierende Matrix konnte wieder dem Isolinenprogramm des Rechners übergeben werden, der auch die entsprechenden Karten zeichnete. Für die Laufzeit-Tiefenwandlung wurden Schallgeschwindigkeitsinformationen aus Logs (d.h. geophysikalischen Bohrlochmessungen) herangezogen. Die einfachen Lagerungsverhältnisse der känozoischen Schichten lassen es zu, die Laufzeit-Tiefenwandlung mit Hilfe eines einfachen "layer-cake"-Modells zu berechnen (PATURET 1971, MARSDEN 1989).

$$B_n = \sum \Delta TWT_k \times 2^{-1} \times V_k;$$

für B = Basis einer Sequenz [mbsl], n : Laufnummer einer Sequenz (hier 1 bis 6, 1: Wasser, 2: quartäre Sequenz, u.s.w.), \sum = Summe über $k = 1$ bis n , ΔTWT = Intervalllaufzeit [s], V = Intervallgeschwindigkeit [$m \times s^{-1}$].

2.4. Sedimentologie

Die in dieser Arbeit untersuchten Proben sind im Anhang (A.1.1.) aufgelistet. Der für die sedimentologische Bearbeitung vorgesehene Teil jeder Ausgangsprobe wurde gewogen und anschließend durch wiederholte Frostsprengung aufgeschlossen. Danach wurde die Sandfraktion der Probe naß über einem $63\mu m$ Sieb abgetrennt, getrocknet und in fünf Fraktionen (s. Abb. 2.3.) aufgetrennt. Diese Subfraktionen wurden gewogen und liefern zusammen mit der Masse der Fraktion $<63\mu m$ das Ergebnis der Granulometrie (d.h. Bestimmung der Korngrößenverteilung innerhalb der Probe). Die granulometrischen Daten und die Ergeb-

nisse der Komponentenanalyse (s. Kap. 2.4.1.) ermöglichen eine qualitative Abschätzung des Sedimenteintrages in das Arbeitsgebiet.

2.4.1. Komponentenanalyse

Die Subfraktionen $125 - 250\mu m$ und $250 - 500\mu m$ wurden einer Komponentenanalyse entsprechend SARNTHEIN (1971), HENRICH et al. (1989) unterzogen. Dabei wurden einzelne Körner unter dem Binokular identifiziert, einer Komponentenart bzw. -gruppe (s.u.) zugeordnet und der Anteil der Komponentenart an der Gesamtmenge der ausgezählten Körner in Kornzahlprozenten ausgedrückt und dargestellt. Die Auszählung erfolgte rechnergestützt mit Hilfe des Programmes „SCICOUNT“, das eine Kontrolle der Veränderung der Prozentanteile einer Komponentengruppe an der ausgezählten Probe während der Auszählung ermöglicht. Stabilisierten sich die Prozentwerte der Komponentengruppen bei fortgesetzter Auszählung, so wurde die Analyse der entsprechenden Probe, sofern mindestens 300 Körner ausgezählt waren, abgeschlossen. Eine eingehende Darstellung der Methode und ihrer Probleme findet sich bei WOLF (1991).

Nach einer ersten Sichtung der Proben wurde eine Gruppierung der Komponentenarten vorgenommen, die einerseits erlaubt, die unterschiedlichen Eintragsmechanismen qualitativ gegeneinander abzuschätzen und andererseits Aussagen zur ozeanologisch-sedimentologischen Fazies des Beckens und ihrer Veränderung im Känozoikum zu treffen (Tab. 2.2.).

Biogene, klastische und authigene Komponentengruppen setzen zunächst die drei sedimentbildenden Prozesse gegeneinander ab. Der Anteil von planktischen biogenen Partikel spiegelt die Fertilität des oberflächennahen Wassers wider und kann Hinweise auf Auftriebsgebiete geben. Eine Unterscheidung von kieseligem und kalkigem Plankton erlaubt Rückschlüsse auf unterschiedliche Korrosivitäten des Meerwassers. Die benthischen biogenen Partikel geben Auskunft über die ökologische Situation am Meeresboden. Fehlen sie, kann auf reduzierendes Bodenwasser und damit auf eine eingeschränkte Zirkulation im Becken geschlossen werden. Tritt kieseliges, aber kein kalkiges Benthos auf, so muß das Bodenwasser als karbonatkorrosiv angesehen werden (KAMINSKI et al. 1989, KING 1988).

In der klastischen Komponentengruppe zeigen die terrigenen Minerale und die kristallinen Gesteinbruchstücke das Maß des Sedimenteintrages von den Festländern auf. Sie erlaubt Aussagen zu Erosionsverhältnissen an Land. Kristalline Gesteinsbruchstücke wurden einzeln bewertet, da sie wichtige Hinweise auf die Art und den Betrag ihres Transportes liefern. Karbonatische Aggregate sind hinsichtlich ihrer Aussagekraft zur Herkunft, sedimentologischen Fazies und möglicher Transport-

mechanismen problematisch, da sie relativ weich sind. Autochthone Kalksteine könnten durch das Bohrvfahren genauso gerundet werden, wie allochthone durch ihren Transport. Kalksteinbruchstücke werden in dieser Arbeit als klastische Komponenten angesehen. Die weitverbreiteten Aschenlagen im Paläogen der Nordsee (JACQUÉ & THOUVENIN 1975, KNOX & MORTON 1988) rechtfertigen eine gesonderte Betrachtung des vulkanogenen Eintrages in das Untersuchungsgebiet.

Mineralneubildungen geben qualitative Hinweise auf Bathymetrie und Sedimentationsgeschwindigkeit. Glaukonit/Chamosit und Goethit sind marine Flachwasserbildungen (0 - 250m Wassertiefe) bei geringen Sedimentationsraten (PORRENGA 1967). FeS₂ Minerale entstehen nach FÜCHTBAUER (1988) frühdiagenetisch aus marinem Porenwasser in reduzierendem Milieu.

Neben den obengenannten Komponenten und Komponentengruppen befanden sich in der Sandfraktion der untersuchten Proben zum Teil Silt-/Tonstein-Aggregate, deren Herkunft zunächst nicht eindeutig bestimmt werden konnte. Es bestand die Möglichkeit, daß es sich dabei um umgelagerte (allochthone) Silt-/Tonsteinbruchstücke handelte, oder um unzureichend aufgeschlossene Reste autochthoner Silt-/Tonsteinproben.

Deshalb wurden diese Aggregate als eigene Komponentengruppe der Sandfraktion gezählt (s. Anhang), nicht aber zur Interpretation des Sedimenteintrages herangezogen. Sollten sie vor allem auf mangelhafte Probenaufbereitung zurückzuführen sein, ergäben sich zwei Konsequenzen:

- Der Anteil der Sandfraktion am Gesamtsediment wäre systematisch überbewertet;
- die Kornzahlprozentanteile der anderen Komponentengruppen an der Sandfraktion wären systematisch unterbewertet.

Dieses Problem geht auf einen Zielkonflikt bei der Probenaufbereitung zurück. Die unter sedimentologischen Aspekten erwünschte vollständige Zerlegung von Festgesteinsbruchstücken birgt die Gefahr, biogene Komponenten zu zerstören. Dies mußte vermieden werden.

Wie sind die Auszählraten zu bewerten? Zunächst bedingen sich die Prozentwerte der einzelnen Komponentengruppen gegenseitig (Verdünnung), und sie geben nur Auskunft über die Zusammensetzung des Sandeintrages in das Becken. Zum anderen ist der Anteil einer Komponentengruppe an der Sandfraktion generell von zwei Parametern abhängig:

Tab. 2.2.: Gruppierung der ausgezählten Komponentenarten.

biogene Komponentengruppen

- kalkiges Plankton
 - planktische Foraminiferen
- kieseliges Plankton
 - Radiolarien, Diatomeen
- kalkiges Benthos
 - kalkige benthische Foraminiferen, Ostracoden, Muschel- und Schneckenreste, Echinodermenreste
- kieseliges Benthos
 - Opalschwammnadeln, sandschalige Foraminiferen

klastische Komponentengruppen

- terrigen Minerale
 - Quarz, Feldspat, Glimmer, Kohle
- kristalline Gesteinsfragmente
- karbonatische Aggregate
 - Kalksteinbruchstücke, karbonatische Silt- und Tonsteinbruchstücke
- vulkanogene Klastika

authigene Komponentengruppen

- oxische Authigene
 - Glaukonit/Chamosit, Goethit
- anoxische Authigene
 - FeS₂-Varietäten

- primäre Produktion/Anlieferung einer Komponentengruppe;
- Erhaltung der Komponentengruppe nach der Ablagerung.

Für eine Bilanz der unter den gegebenen Bedingungen überlieferten Sedimente oder Komponentengruppen ist zunächst eine jeweilige Bewertung dieser Parameter nicht erforderlich. Eine solche Bewertung erlaubt jedoch, zusätzliche Informationen über die faziellen Bedingungen zu erlangen, die dazu führten - oder verhinderten -, daß eine bestimmte Komponentengruppe abgelagert und erhalten wurde, und die eine wichtige Eigenschaft des Beckens darstellen.

In Bezug auf die filigranen Skelette, die die planktisch-karbonatische Komponentengruppe bilden, muß Karbonatlösung in der Wassersäule und im Sediment bei geringen oder fehlenden Anteilen in der Sandfrak-

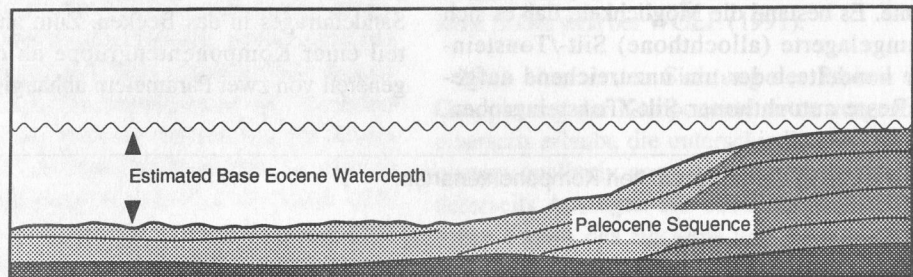
tion in Betracht gezogen werden. Dies gilt nicht in gleichem Maße für die benthisch-karbonatische Komponentengruppe, zu der auch Bruchstücke von Muschel- und Schneckenschalen gehören, die robuster sind.

2.4.2. Faktorenanalyse

Die Faktorenanalyse erlaubt, hypothetische Größen (Faktoren) aus einer Gruppe beobachteter Variablen abzuleiten. Ebenso kann die Faktorenanalyse als Test vermuteter Zusammenhänge der Variabilität beobachteter Parameter gelten. In diesem Sinne wurde eine Faktorenanalyse für die Ergebnisse der Komponentengruppe durchgeführt.

Unter dem Begriff Faktorenanalyse verbergen sich eine Reihe unterschiedlicher Verfahren (DAVIES 1973). In dieser Arbeit wurde nach der Methode der *principle components* verfahren, wobei die extrahierten Faktoren mindestens 75 % der beobachteten Varianz

Reconstructed Base Eocene Situation



Estimated Local Cenozoic Sealevel Trend

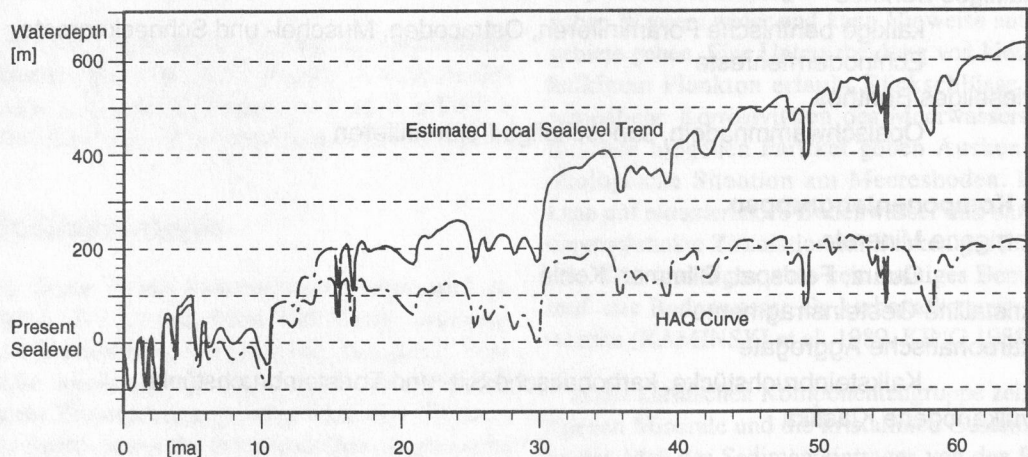


Abb. 2.5. (oben): Angenommene Mindestwassertiefe im älteren Eozän, wie sie sich aus der Physiographie der paläozänen Sequenz ergibt.

Abb. 2.5. (unten): Der im Text beschriebene, regressive Trend im Arbeitsgebiet der eustatischen Meeresspiegelkurve von HAQ et al. (1987) zuaddiert (obere Kurve).

erklären sollten. Die zugrunde liegende Wertematrix entspricht den Prozentanteilen der Komponentengruppen an der Sandfraktion. Die Analysen wurden für die einzelnen Bohrungen durchgeführt, um mögliche lokale Variationen der Faktoren sichtbar zu machen. Dies Verfahren führte in jeder Bohrung zur Extraktion von fünf Faktoren. Die Werte für die Kommunalitäten und die relativen Anteile der Faktoren an der Gesamtvarianz finden sich im Anhang.

Interpretationsgrundlage waren die Ladungen der Variablen für die einzelnen Faktoren, wobei nach SCHROLL (1974) Ladungen $>.5$ oder $<-.5$ als signifikant bewertet wurden. Variablen, die für einen Faktor signifikante gleichsinnige Ladungen zeigen, wurden als positiv korreliert betrachtet, solche, die gegensinnige signifikante Ladungen zeigen, als negativ korreliert.

2.5. Paläobathymetrische Abschätzung

Paläowassertiefe, die eine wichtige Bildungsbedingung für bestimmte Komponenten darstellt (z.B. oxische authigene Minerale) und eng verknüpft ist mit nicht mehr meßbaren Größen (z.B. hydraulische Verhältnisse), wurde in dieser Arbeit nicht über die Interpretation von Faunendaten ermittelt, sondern es wurden paläophysographische Erkenntnisse, die sich aus den seismischen Daten ableiten lassen, mit den von HAQ et al. (1987) vorgeschlagenen eustatischen Schwankungen

des Meeresspiegels verbunden. Dabei wurde folgendermaßen vorgegangen: die seismischen Daten und die Iso-pachenkarte der paläozänen Sequenz erlauben es, den ehemaligen Schelfbereich und das tiefere Becken von einander abzugrenzen. Der Niveauunterschied zwischen Schelf und tiefem Becken repräsentiert die Mindestwassertiefe im Becken an der Grenze zwischen paläozäner und eozäner Sequenz (Abb. 2.5.). Solche Mindestwassertiefen lassen sich entsprechend für jede Bohrung ermitteln. Die pliozäne Sequenz gibt eine zweite Wassertiefeninformation. Ihre Basis ist ein beckenweiter Erosionshorizont, ihr wurde eine Wassertiefe von 0 m zugeordnet. Desweiteren wurde vorausgesetzt, daß die von HAQ et al. (1987) vorgeschlagenen, globalen eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Arbeitsgebiet Gültigkeit besitzen. Dieser Meeresspiegelkurve wurde der im Arbeitsgebiet ermittelte Trend abnehmender Wassertiefen vom Eozän zur Pliozänbasis zuaddiert (Abb. 2.6.).

Die Wassertiefenwerte und Alter der Proben lassen es zu, die Abhängigkeit der Anteile bestimmter Komponentengruppen an der Sandfraktion von der Bathymetrie aus der beobachteten Sedimentationsgeschichte auszugliedern und dementsprechende Isoliniendiagramme zu konstruieren (Kap. 6.). Die jeder Probe zugewiesenen Paläowassertiefen können nur generelle Abschätzungen der bathymetrischen Entwicklung im Arbeitsgebiet darstellen und sollen nur als erster Schritt, dieses wichtige Phänomen zu beschreiben, angesehen werden.

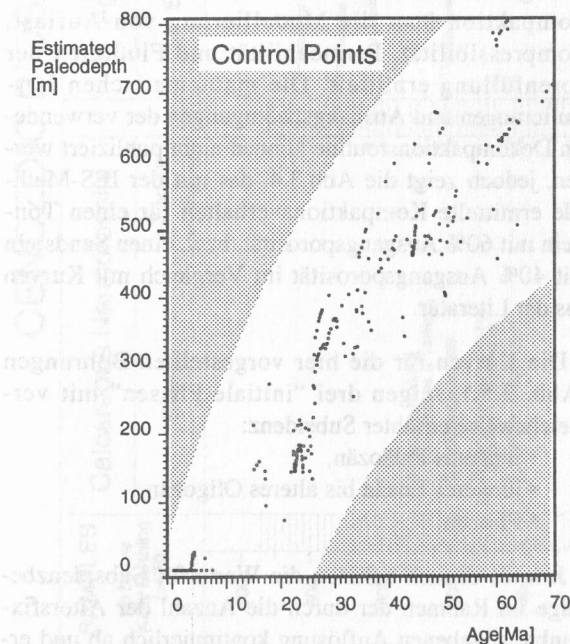


Abb. 2.6.: Datengrundlage der Isoliniendiagramme. Gegenüberstellung von geschätzter Paläowassertiefe und Alter der Proben.

3. Versenkungsgeschichte

Über die Mächtigkeiten der überlieferten känozoischen Sedimente lassen sich, bei bekannter Zeitachse, Beträge der Subsidenz des Beckens und der Sedimentationsgeschwindigkeit bestimmen. Dies beschreibt die Veränderlichkeit der Ablagerungskapazität des Beckens, einen wichtigen Parameter der Beckenentwicklung, am Ort der Bohrung. Mit Hilfe von Altersfixpunkten für eine Bohrung lassen sich zunächst Subsidenzkurven für die Bohrungen erstellen, indem die Tiefe eines Altersfixpunktes gegen sein Alter aufgetragen wird. Über die erste Ableitung dieser Kurven erhält man Beträge der Sedimentationsgeschwindigkeit.

3.1. Biostratigraphische Daten und Einstufung der Bohrungen

Abbildungen 3.1. bis 3.3. zeigen die biostratigraphischen Ergebnisse und eine entsprechende chronostratigraphische Einstufung (unter "Age") der drei Bohrungen (STEURBAUT et al. 1991). Diese bilden die Grundlage der zeitlichen Einstufung der Bohrungen und damit auch der Berechnung der Beträge der Sedimentationsgeschwindigkeit und der Subsidenz (s.a. Kap. 2.1.). Da Erosionsbeträge im Rahmen dieser Arbeit nicht abschätzbar waren, wurden Hiaten so aufgefaßt, als sei in ihnen zugeordneten Zeitraum kein Sediment abgelagert oder erodiert worden. Diese Modellvorstellung wird hier als „Nichtsedimentation“ bezeichnet.

3.2. Subsidenzkurven

Die in Abb. 3.4. vorgestellten Subsidenzkurven zeigen die Tiefenentwicklung der Alters-/Tiefenpunkte bezogen auf den Meeresboden vom Zeitpunkt der Ablagerung der ihnen zugeordneten Sedimente bis heute. Die vorgenommene Interpretation dieser Kurven als Subsidenzkurven muß spezifiziert werden. Der Begriff Subsidenz wird im folgenden so verwendet, daß er die Teufendifferenz eines Punktes in einer Bohrung zwischen zwei Altersfixpunkten bezeichnet, also eine Strecke (gewählte Dimension: Meter). Diese Teufendifferenz (Subsidenz) setzt sich aus den Einzelbeträgen folgender Vorgänge zusammen:

- tektonische Subsidenz des Basements;
- Subsidenz des Basements durch die Auflast des Sedimentes;
- Subsidenz des Meeresbodens durch die Kompaktion des Sedimentes;
- Subsidenz durch die Auflast der Wassersäule.

Die Summe dieser vier Bewegungskomponenten kann als "beobachtbare Subsidenz" bezeichnet werden

(SCLATER & CHRISTIE 1980). Es handelt sich dabei um einzeln betrachtete oder gestapelte Mächtigkeiten. Die von CLARKE (1973) und NIELSEN et al. (1986) vorgestellten Arbeiten zur Subsidenz der känozoischen Nordsee legen diese beobachtbare Subsidenz zugrunde. Jedoch lassen sich einzelne Bewegungskomponenten auch isoliert betrachten, um ihren Anteil an der beobachtbaren Subsidenz zu ermitteln. Welche Komponente auszugliedern ist, orientiert sich an der jeweiligen Fragestellung. So publizierte van HINTE (1978) eine Methode, beobachtbare Subsidenz gegen Kompaktion zu korrigieren und auf Paläowassertiefen zu beziehen, um vertikale Bewegungen eines Beckens zu quantifizieren ("geohistory analysis"). Geht man der Frage der tektonischen Subsidenz nach, so muß die beobachtbare Subsidenz um die drei anderen Komponenten korrigiert werden (STECKLER & WATTS 1978).

In dieser Arbeit stellt sich die Frage nach der Subsidenz hinsichtlich ihrer Rolle für die Ablagerungskapazität des Beckens in einem bestimmten Zeitraum. Schließt man von den Mächtigkeiten der Schichten auf die Subsidenz, setzt das voraus, daß die Sedimentanlieferung mindestens so groß war wie die Subsidenz. Unter dieser Voraussetzung erscheint die beobachtbare Subsidenz korrigiert gegen die Kompaktion älterer Schichten als entscheidender Wert. Die Dekompaktion der einzelnen Schichten wurde in dieser Arbeit mit Hilfe eines Rechnerprogrammes (PDI-PC, IES 1990) durchgeführt. Hierbei wird der Porositätsverlust durch Kompaktion über die Modellierung von Auflast, Kompressibilität, Permeabilität und Flußraten der Porenfüllung ermittelt. Die mathematischen Formulierungen und Ausgangsbedingungen der verwendeten Dekompaktionsroutine können nicht publiziert werden, jedoch zeigt die Abb.3.4. das mit der IES-Methode ermittelte Kompaktionsverhalten für einen Tonstein mit 60% Ausgangsporosität, bzw. einen Sandstein mit 40% Ausgangsporosität im Vergleich mit Kurven aus der Literatur.

Die Kurven für die hier vorgestellten Bohrungen (Abb. 3.5.), zeigen drei "initiale Phasen" mit vergleichsweise erhöhter Subsidenz:

- jüngeres Paläozän,
- jüngeres Eozän bis älteres Oligozän,
- Pliozän.

Jeweils danach nehmen die Werte für Subsidenzbeträge im Rahmen der durch die Anzahl der Altersfixpunkte gegebenen Auflösung kontinuierlich ab und erreichen unmittelbar vor der nächsten "initialen Phase" geringste Beträge (bis zu 0).

CENOZOIC BIOSTRATIGRAPHY OF WELL 34/04-01

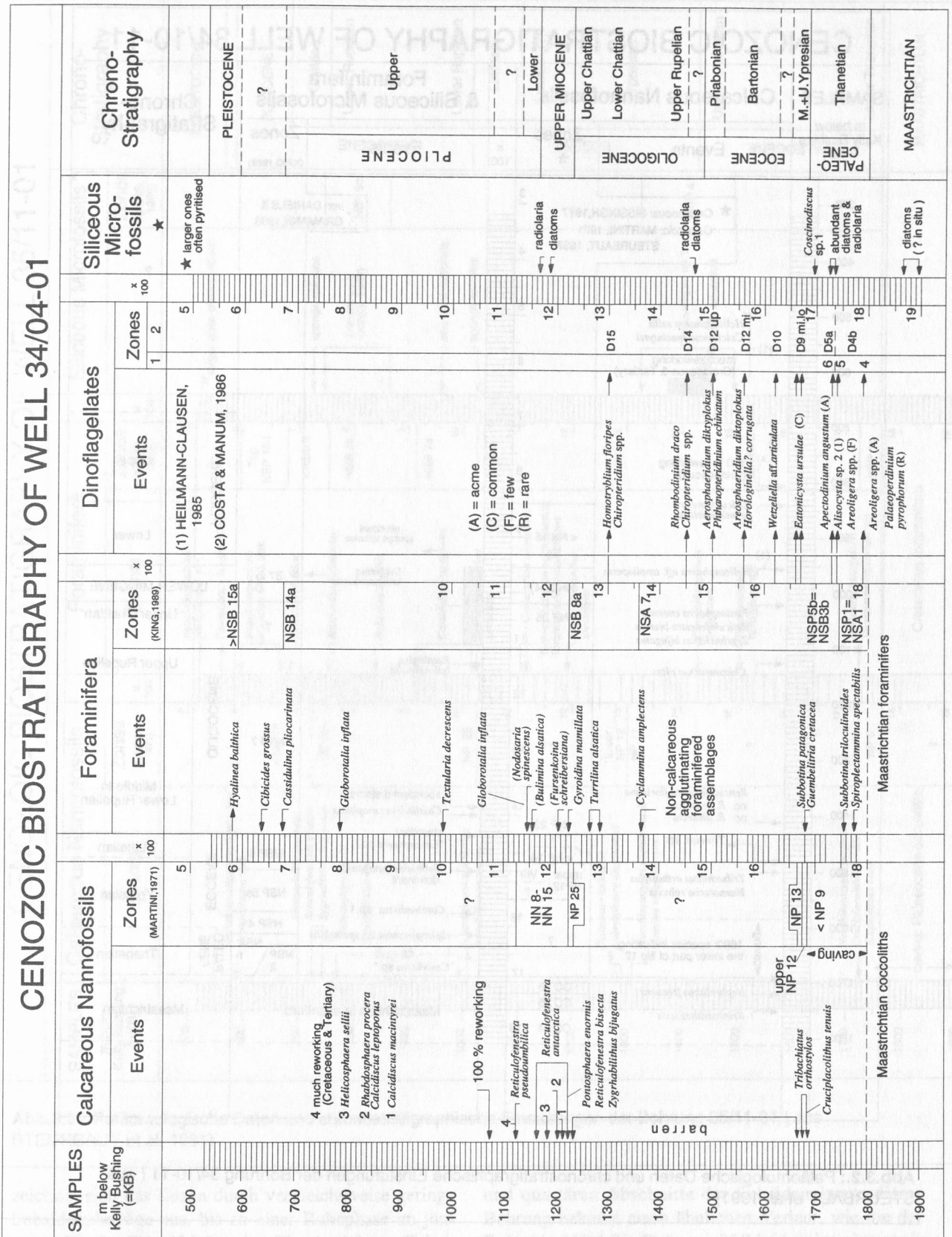


Abb.3.1.: Paläontologische Daten und chronostratigraphische Einstufungen der Bohrung 34/04-01 (aus STEUR-BAUT et al. 1991)

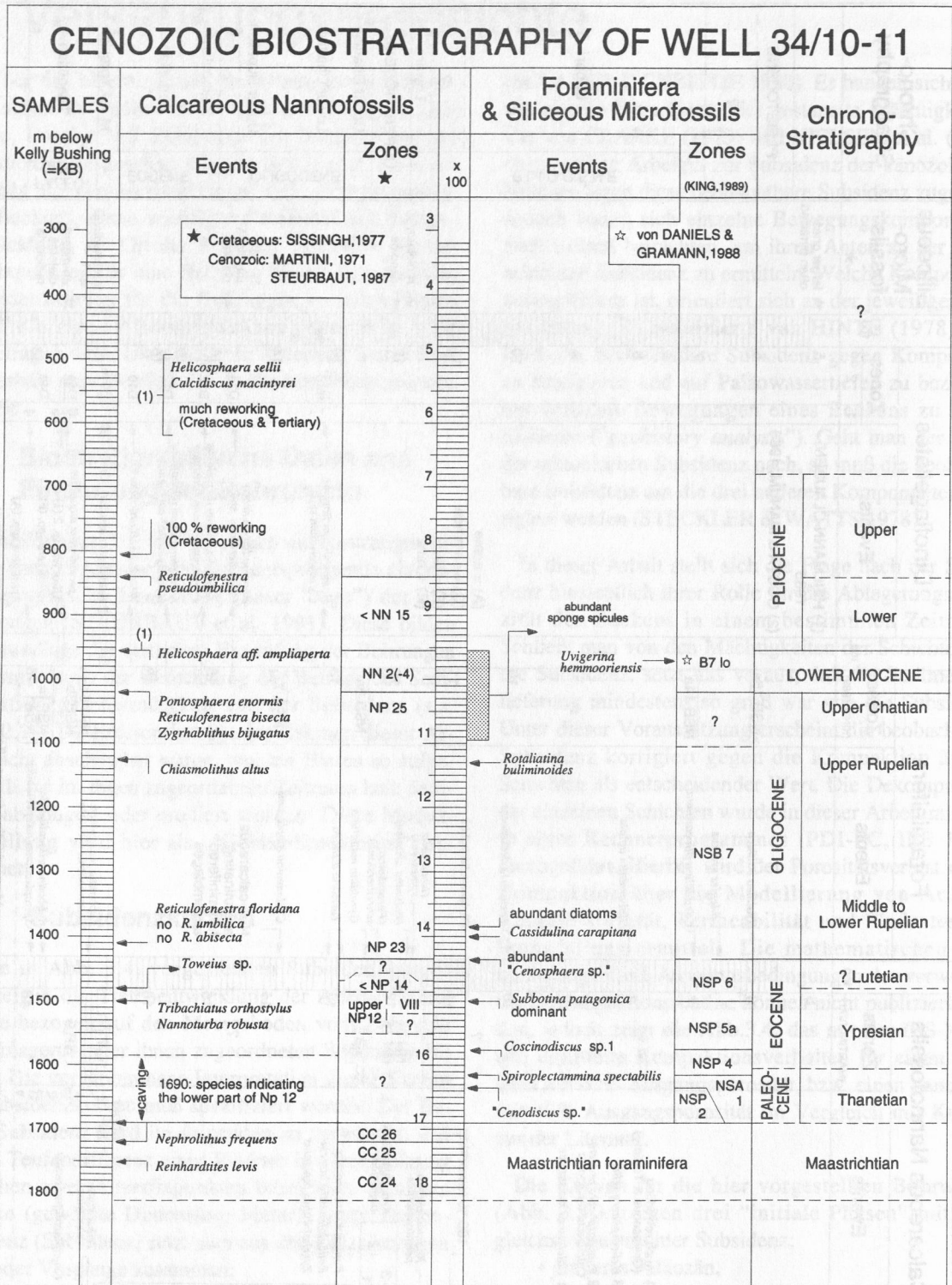


Abb.3.2.: Paläontologische Daten und chronostratigraphische Einstufungen der Bohrung 34/10-11 (aus STEURBAUT et al. 1991)

In Bohrung 34/04-01 ist die zweite Phase erhöhter Subsidenz zwischen 42 und 39 Ma zu erkennen. Im jüngeren Eozän verringern sich die Subsidenzwerte, um im Oligozän wieder anzusteigen. Nach der Ruhephase im

Miozän steigt die Subsidenz im jüngeren Miozän und älteren Pliozän an, um im jüngeren Pliozän die höchsten Werte der Bohrung zu erreichen. Die Subsidenz im Quartär ist dann geringer. In der Bohrung 34/10-11

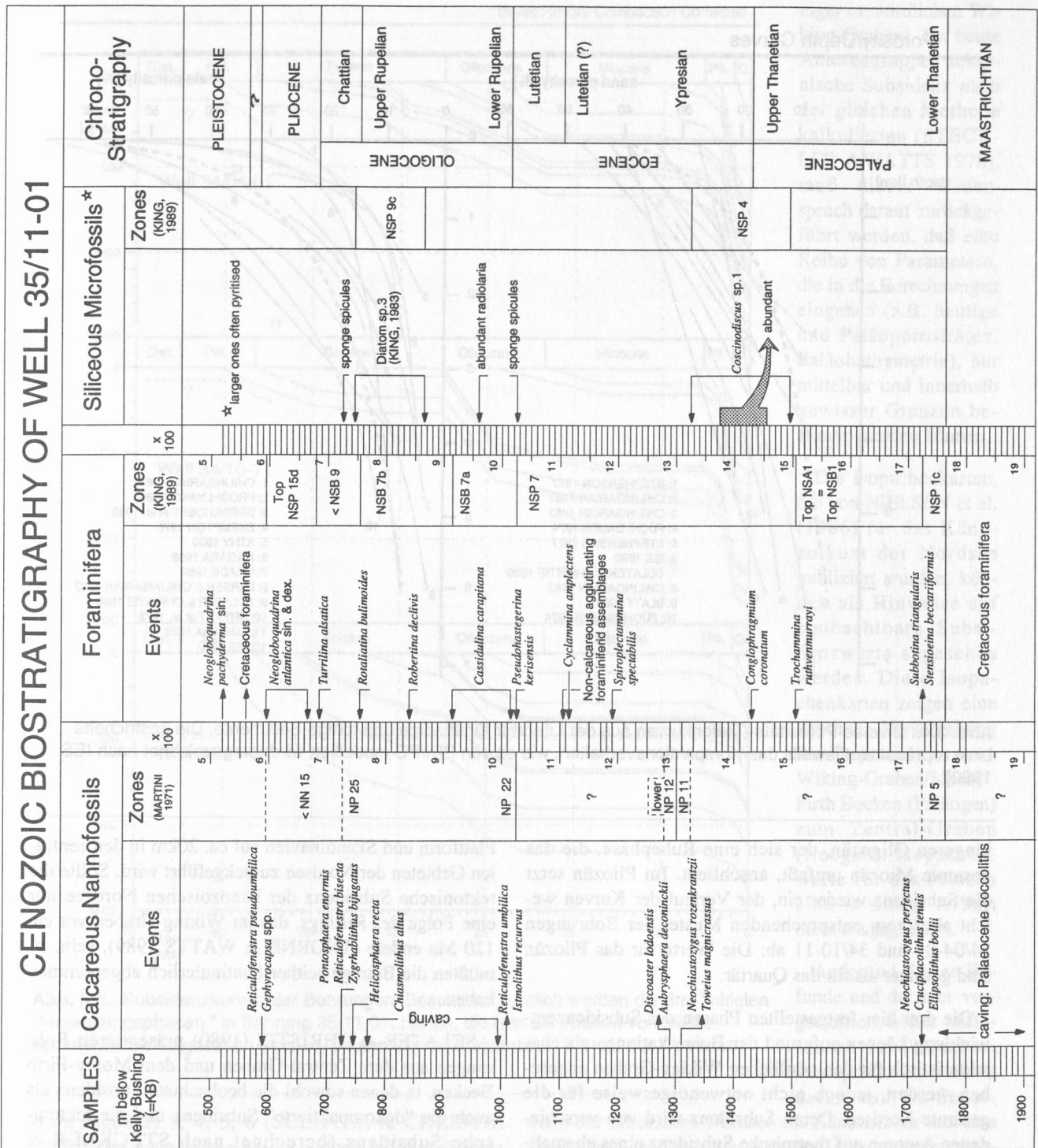


Abb.3.3.: Paläontologische Daten und chronostratigraphische Einstufungen der Bohrung 35/11-01 (aus STEURBAUT et al. 1991)

zeichnet sich das Eozän durch vergleichsweise geringe Subsidenzbeträge aus, bis zu einer Ruhephase im jüngeren Eozän. Darauf folgt eine Phase stärkerer Subsidenz im älteren Oligozän, die dann über das jüngere Oligozän und das ältere Miozän in eine Ruhephase während des jüngeren Miozän übergeht. Die pliozänen

und quartären Abschnitte der Subsidenzkurve dieser Bohrung nehmen einen ähnlichen Verlauf, wie die der Bohrung 34/04-01. Bohrung 35/11-01 zeigt eine stetigen Abfall der Subsidenzwerte vom jüngeren Paläozän bis in das jüngere Eozän. Einer Zunahme der Subsidenz im älteren folgt eine Verringerung der Subsidenz im

Porosity/Depth Curves

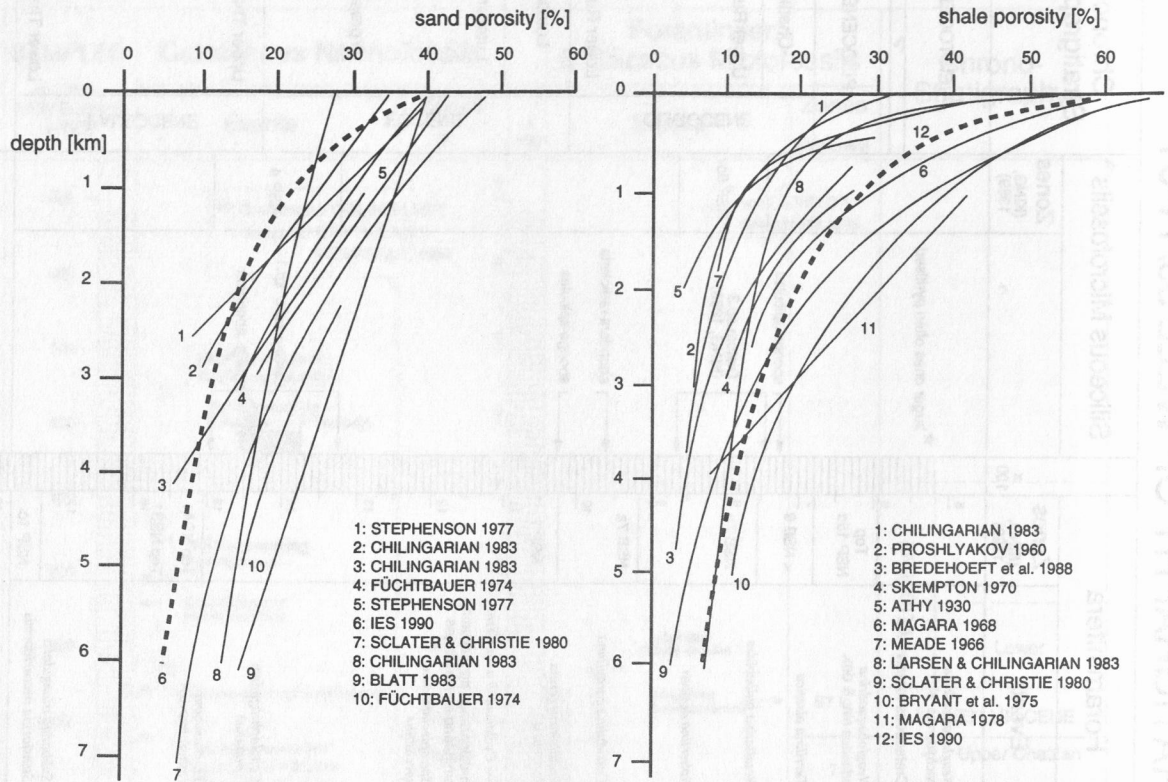


Abb. 3.4.: Diverse Porositäts-/Tiefenkurven aus der Literatur für sandige und tonige Sedimente. Die gestrichelte Linie repräsentiert jeweils das Kompaktionsverhalten, wie es von PDI/PC modelliert wird (umgezeichnet nach IES 1990).

jüngeren Oligozän, der sich eine Ruhephase, die das gesamte Miozän umfaßt, anschließt. Im Pliozän setzt die Subsidenz wieder ein, der Verlauf der Kurven weicht aber vom entsprechenden Muster der Bohrungen 34/04-01 und 34/10-11 ab: Die Werte für das Pliozän sind geringer als für das Quartär.

Die drei hier festgestellten Phasen der Subsidenzentwicklung können aufgrund der Bohrlokationen als charakteristisch für den nördlichen Wiking-Graben angesehen werden, jedoch nicht notwendigerweise für die gesamte Nordsee. Deren Subsidenz wird von verschiedenen Autoren auf thermische Subsidenz eines ehemaligen Riftgebietes, ähnlich der ozeanischer Kruste (PARSONS & SCLATER 1977), überprägt durch Sediment- und Wasserauflast, zurückgeführt (McKENZIE 1978, WATTS & STECKLER 1979). Dieses Modell wird von DONATO & TULLY (1981) erweitert, die anhand gravimetrischer Daten zeigen, daß sich im tieferen Untergrund des Wiking- und Zentral-Grabens ein Massenüberschuß befindet, der auf die Verdünnung der Erdkruste durch Rifting und einen Anstieg der Kruste-/Mantelgrenze von 30 bis 35km unter der Shetland-

Plattform und Skandinavien auf ca. 20km in den zentralen Gebieten der Nordsee zurückgeführt wird. Sollte die tektonische Subsidenz der känozoischen Nordsee nur eine Folge des Riftings, das im Wiking-Graben vor ca. 120 Ma endete (THORNE & WATTS 1989), sein, so müßten die Beträge seither kontinuierlich abgenommen haben.

SCLATER & CHRISTIE (1980) präsentieren Bohrungen aus dem Zentral-Graben und dem Moray-Firth Becken, in denen sowohl die beobachtete Subsidenz als auch die "dekomprimierte" Subsidenz und die tektonische Subsidenz (berechnet nach STECKLER & WATTS 1978), aufgetragen sind (Abb. 3.6.). Aufgrund ihrer Distanz zum nördlichen Wiking-Graben und ihrer Position in einem strukturell anderen Gebiet, lassen sich Ähnlichkeiten mit den hier vorgestellten Subsidenzkurven als für weite Teile der Nordsee typisch interpretieren. Die Subsidenzkurven von SCLATER & CHRISTIE (1980) bilden die für die hier vorgestellten Bohrungen festgestellten Phasen der "dekomprimierten" beobachtbaren Subsidenz zum Teil ebenfalls ab (gestrichelte Linien). Phase 1: Bohrungen 1, 2, 4, 6; Phase 3:

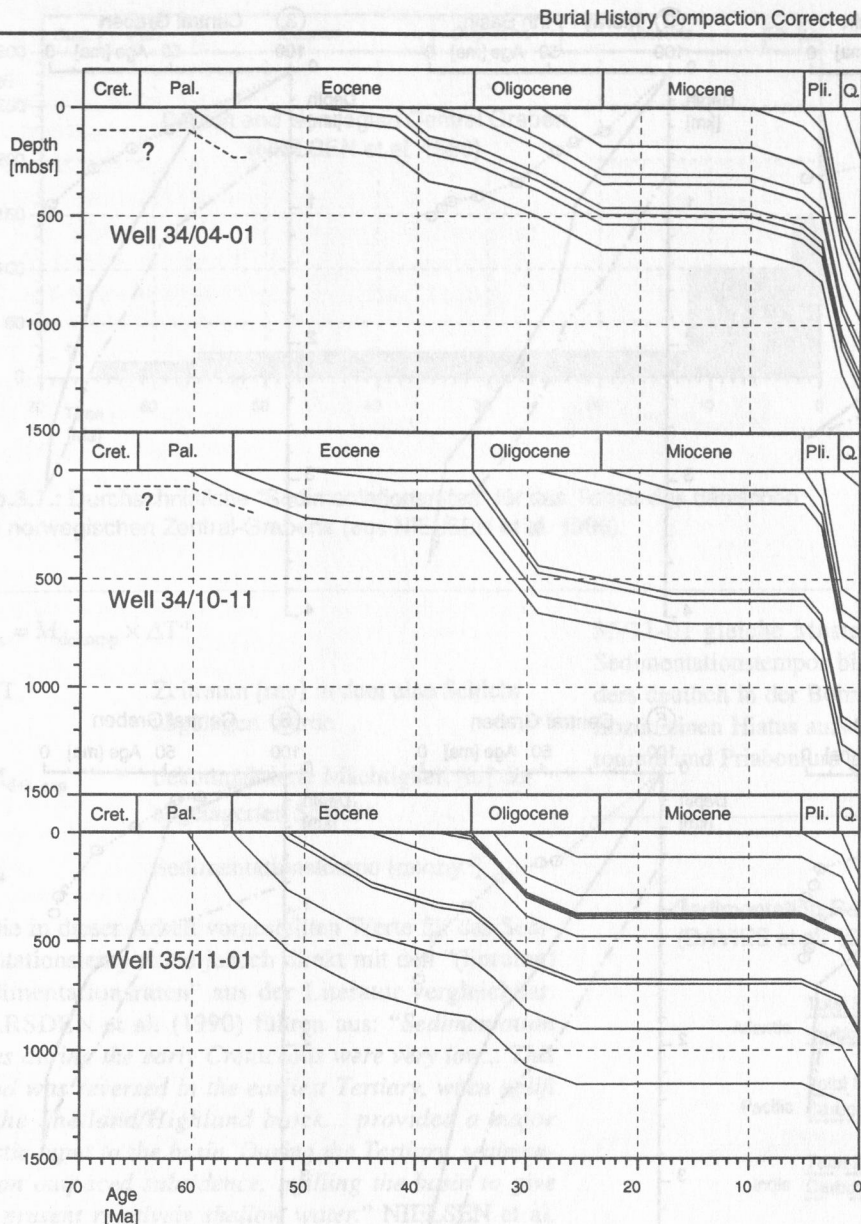


Abb. 3.5.: Subsidenzkurven der Bohrungen. Besonders deutlich werden die drei "initialen Versenkungsphasen" in Bohrung 35/11-01. Hiaten, die hier als Phasen von „Nicht-sedimentation“ angesehen werden, deuten sich im horizontalen Verlauf der Kurven an.

Bohrungen 2, 3, 4, 5, 6 (SCLATER & CHRISTIE 1980). Die erste Phase besitzt jedoch meist geringere tektonische Subsidenzbeträge als die zweite Phase.

Ebenfalls hohe Werte für tektonische Subsidenz im jüngeren Neogen zeigen Bohrungen aus dem Zentral-Graben, die CLOETINGH et al. (1990) mit Bohrungen aus anderen Randbecken des Nordatlantiks vergleichen. Dagegen zeigen die Karten, die THORNE & WATTS (1989) für die tektonische Subsidenz der Nordsee im Känozoikum publizierten, höchste Beträge der tektonischen Subsidenz für das Paläozän und Eozän (ca. 400m bzw. 300m) und geringste für das Pliozän (0m oder we-

niger im nördlichen Wiking-Graben). Da beide Autorengruppen tektonische Subsidenz nach der gleichen Methode kalkulierten (STECKLER & WATTS 1978), muß dieser Widerspruch darauf zurückgeführt werden, daß eine Reihe von Parametern, die in die Berechnungen eingehen (z.B. heutige und Paläoporositäten, Paläobathymetrie), nur mittelbar und innerhalb gewisser Grenzen bestimmt werden können.

Die Isopachenkarten, die von NIELSEN et al. (1986) für das Känozoikum der Nordsee publiziert wurden, können als Hinweise auf beobachtbare Subsidenzwerte angesehen werden. Diese Isopachenkarten zeigen eine deutliche Verschiebung der Depotzentren vom Wiking-Graben/Moray Firth Becken (Paläogen) zum Zentral-Graben (Neogen). Isopachewerte für das Pliozän sind in dieser Arbeit nicht ausgegliedert.

Aufgrund dieser Befunde und der hier vorgestellten, höher auflösenden Subsidenzkurven spricht also nichts dafür, daß die Subsidenz der nördlichen Nordsee im Känozoikum nur eine Folge des mesozoischen Rifting, subsequenter thermisch-isostatischer Subsidenz und Sediment-/Wasserauflast ist. Im Vergleich mit den Daten von SCLATER & CHRISTIE (1980), THORNE & WATTS (1989) und CLOETINGH et al. (1990) kann man die paläozäne und die pliozäne Hauptphase der Subsidenz zwar auf eine tektonische Vertiefung des Beckens zurückführen, jedoch besitzt die paläozäne Subsidenz geringere Beträge als die pliozäne. Die oligozäne Subsidenzphase scheint vor allem durch verstärkte Sedimentzufuhr und damit Auflast verursacht.

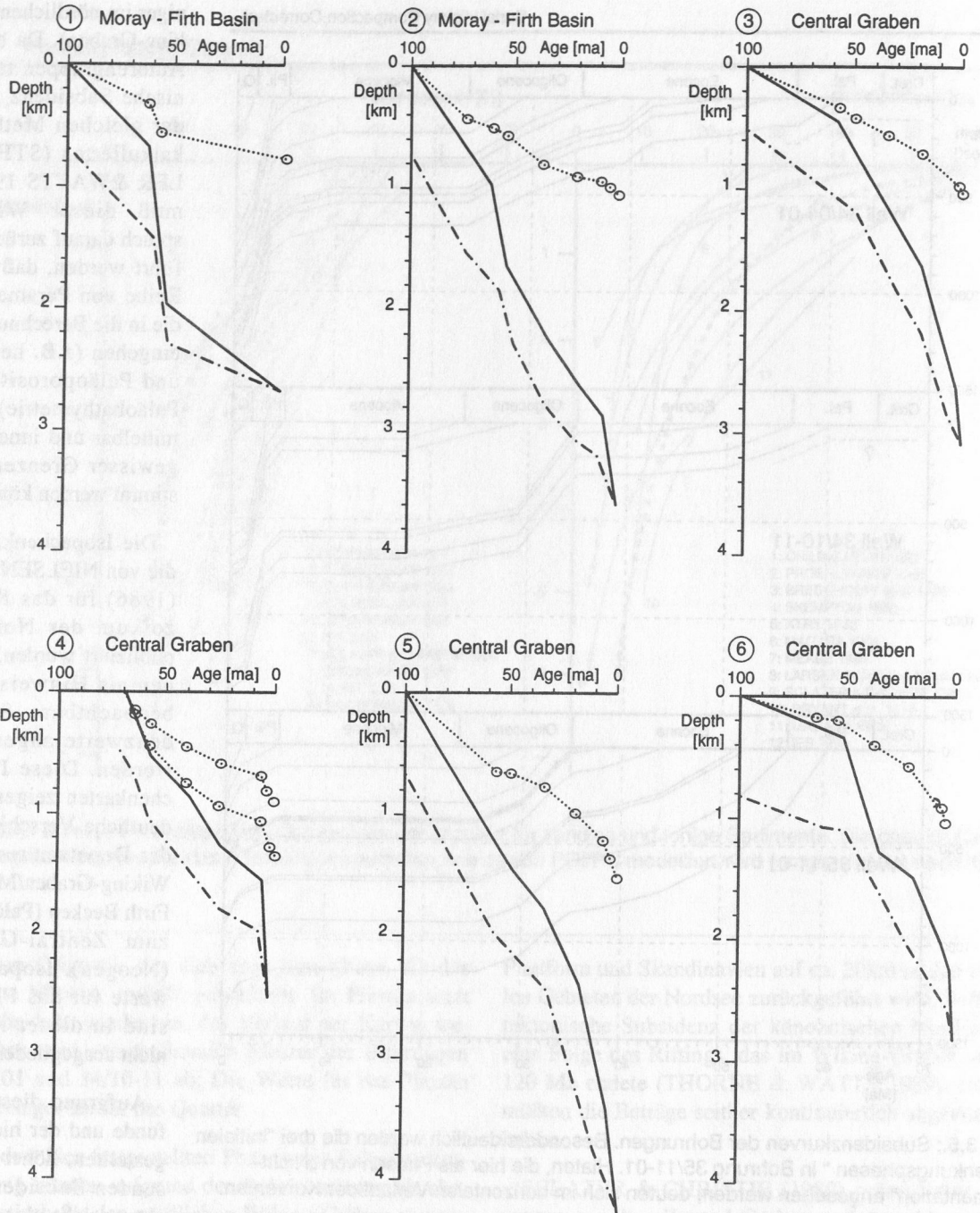


Abb. 3.6.: Subsidenzraten für 6 Bohrungen aus dem Zentral-Graben und dem Moray -Firth-Becken. Durchgezogene Linie: Beobachtbare Subsidenz; Strichpunkt-Linie: "dekompaktierte" Subsidenz (vergleichbar mit Abb. 3.5.); markierte Linien: tektonische Subsidenz (aus SCLATER & CHRISTIE 1980).

3.3. Sedimentationstempo

Nachdem sich in der Literatur für den Quotienten aus Sedimentmächtigkeit und zugeordnetem Zeitintervall der Begriff "(lineare) Sedimentationsrate" eingebürgert hat, soll die hier dafür gewählte Bezeichnung "Sedimentationstempo" erläutert werden. Ein solcher Quotient aus Strecke und Zeit ist physikalisch als Geschwindigkeit definiert. Die physikalische Größe "Ge-

schwindigkeit" ist ein Vektor, besitzt also definitionsgemäß Richtung und Betrag. Der Betrag einer Geschwindigkeit ist das Tempo. Da die Richtungen der Sedimentationsgeschwindigkeiten aus den den Bohrungen entnehmbaren Daten nicht hervorgehen, werden hier nur ihre positiven Beträge behandelt und folglich Sedimentationstempo genannt. Der Begriff ist folgendermaßen zu verstehen:

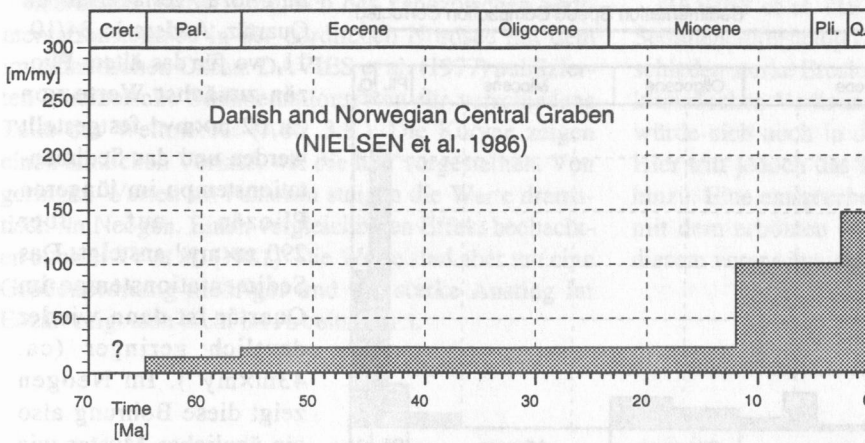


Abb.3.7.: Durchschnittliche "Sedimentationsraten" für das Tertiär des dänischen und norwegischen Zentral-Grabens (aus NIELSEN et al. 1986).

$$S_s = M_{\text{dekomp}} \times \Delta T^{-1}$$

ΔT Zeitraum [my] in dem eine Schicht abgelagert wurde

M_{dekomp} dekomprimierte Mächtigkeit [m] der abgelagerten Schicht

S_s Sedimentationstempo [$m \times my^{-1}$].

Die in dieser Arbeit vorgestellten Werte für das Sedimentationstempo sind jedoch direkt mit den "(linearen) Sedimentationsraten" aus der Literatur vergleichbar. MARSDEN et al. (1990) führen aus: "Sedimentation rates during the early Cretaceous were very low... This trend was reversed in the earliest Tertiary, when uplift of the Shetland/Highland block... provided a major clastic input to the basin. During the Tertiary, sedimentation outpaced subsidence, infilling the basin to give the present relatively shallow water." NIELSEN et al. (1986) publizierten Sedimentationsraten für das Paläozän, das Eozän bis mittlere Miozän, das jüngere Miozän bis Pliozän und das Quartär aus dem Zentral-Graben (Abb. 3.7.). Ihre Darstellung deutet auf stetig exponentiell ansteigende Werte durch das Känozoikum.

Abb. 3.9. zeigt in einer Übersicht die Sedimentationstempi für die drei Bohrungen dieser Arbeit. Die Bohrungen liegen in strukturell unterschiedlichen Teilen des Arbeitsgebietes (34/04-01: Sogn Spur; 34/10-11: Gulfaks-Struktur; 35/11-01: östlicher Beckenrand). Dies erlaubt, gleiche oder ähnliche Entwicklungen in den Bohrungen als beckenweite Phänomene anzusehen und Unterschiede auf differenzielle Entwicklungen der verschiedenen Beckenbereiche zu beziehen.

Nach einer Phase der „Nichtsedimentation“, die in allen drei Bohrungen zwischen das Maastrichtium und

das Thanetium gestellt wurde und als beckenweit angesehen werden kann, setzt die Sedimentation in allen drei Bohrungen wieder im jüngeren Paläozän ein. Größte Werte weist die randnahe Bohrung 35/11-01 ($> 80 m \times my^{-1}$) auf. Die geringeren Werte in den Bohrungen 34/04-01 und 34/10-11 können sowohl durch ihre Schwellenlage als auch durch geringere Anlieferung in beckenrandferne Gebiete verursacht sein.

Danach zeigen die Sedimentationstempi der Bohrungen 34/10-11 und

35/11-01 gleiche Muster: eine stetige Abnahme des Sedimentationstempos bis in das jüngere Eozän, besonders deutlich in der Bohrung 34/10-11, die im jüngeren Eozän einen Hiatus aufweist. Schichten, die in das Bartonium und Priabonium gestellt werden könnten, fehlen.

Sedimentation Rates (DAVIES et al. 1977)

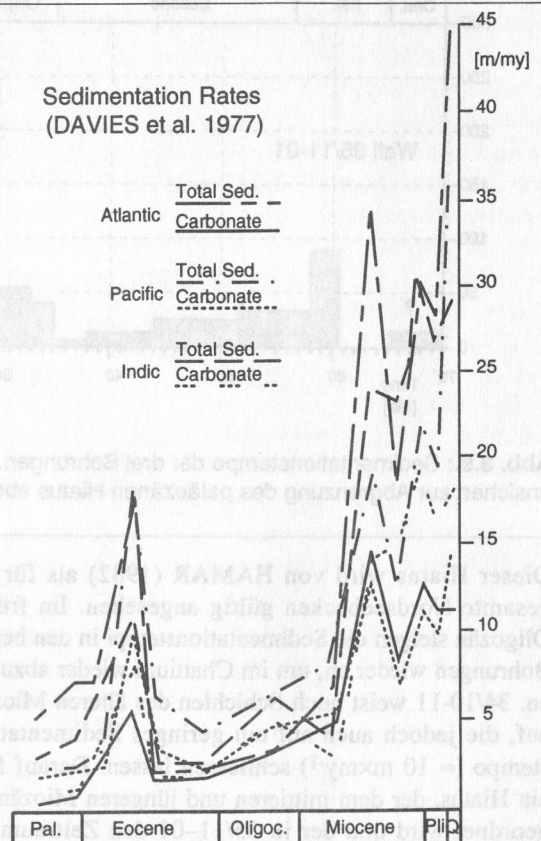


Abb. 3.8.: Känozoische "Sedimentationsraten" aus verschiedenen Teilbecken des Weltmeeres (Gesamt-sediment und Karbonat), aus DAVIES et al. (1977).

Sedimentation Speed Compaction Corrected

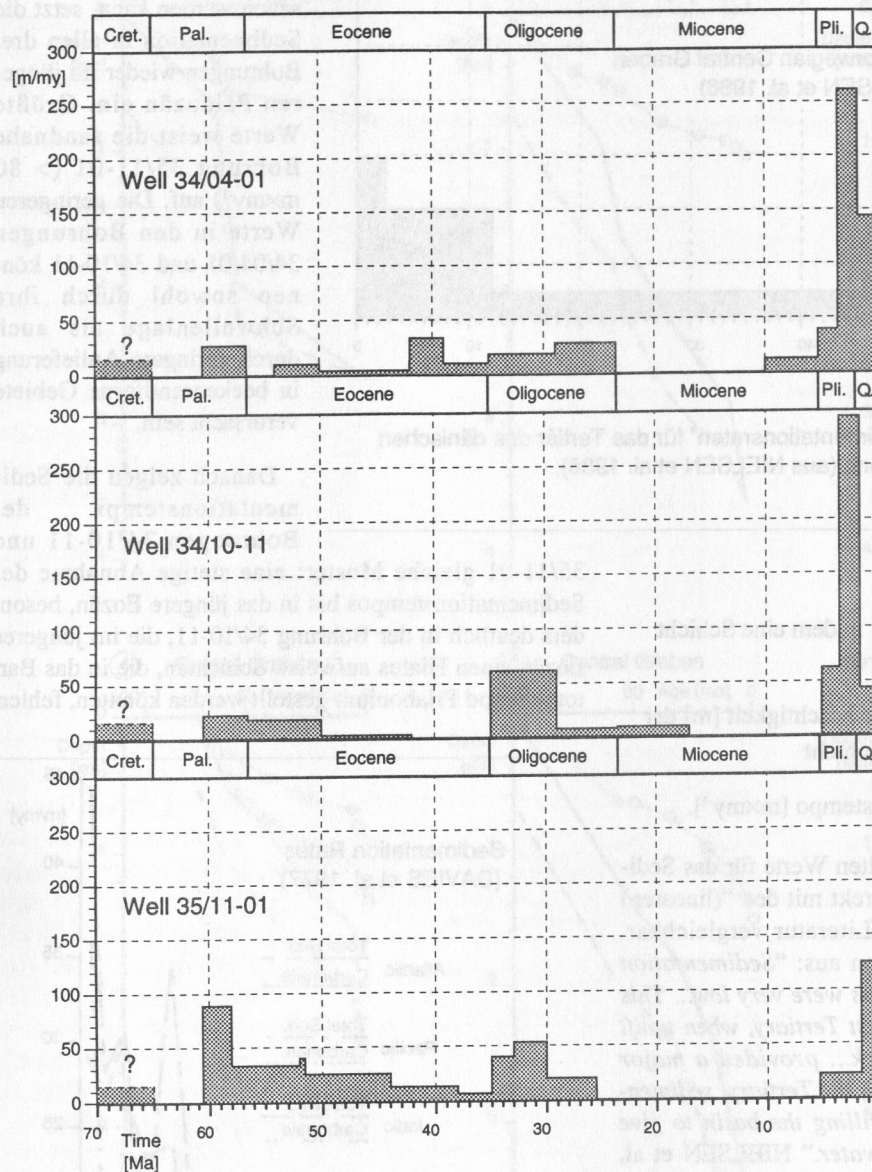


Abb. 3.9.: Sedimentationstempo der drei Bohrungen. Kretazische Werte sind unsicher, zur Abgrenzung des paläozänen Hiatus aber eingetragen.

Dieser Hiatus wird von HAMAR (1982) als für das gesamte Nordseebecken gültig angesehen. Im frühen Oligozän steigen die Sedimentationstempo in den beiden Bohrungen wieder an, um im Chattium wieder abzufallen. 34/10-11 weist noch Schichten des älteren Miozäns auf, die jedoch auch auf ein geringes Sedimentationstempo ($\approx 10 \text{ m} \times \text{my}^{-1}$) schliessen lassen. Darauf folgt ein Hiatus, der dem mittleren und jüngeren Miozän zugeordnet wird und der in 35/11-01 den Zeitraum des gesamten Miozäns umfaßt.

Im Pliozän und Quartär unterscheiden sich die Sedimentationstempo der Bohrungen 34/10-11 und 35/11-01 dann deutlich. In 35/11-01 ist das Sedimentationstempo

im Pliozän geringer als im Quartär. Anders in 34/10-11, wo für das ältere Pliozän zunächst Werte von ca. $62 \text{ m} \times \text{my}^{-1}$ festgestellt werden und das Sedimentationstempo im jüngeren Pliozän auf über $290 \text{ m} \times \text{my}^{-1}$ ansteigt. Das Sedimentationstempo im Quartär ist dann wieder deutlich geringer (ca. $43 \text{ m} \times \text{my}^{-1}$). Im Neogen zeigt diese Bohrung also ein ähnliches Muster wie 34/04-01, die für den eozänen und oligozänen Zeitraum eher gegenläufige Trends aufweist. Hier fehlen Sedimente des älteren Ypresiums, das Sedimentationstempo im Eozän erreicht im Bartonium höchste Werte ($> 30 \text{ m} \times \text{my}^{-1}$), um sich dann im Priabonium wieder zu verlangsamen. Der Sogn-Sporn könnte in seiner strukturellen Entwicklung im Paläogen von den anderen Bereichen des Untersuchungsgebietes abgekoppelt gewesen sein.

In Bezug auf das Sedimentationstempo lassen sich drei zeit-/räumliche Domänen im Untersuchungsgebiet unterscheiden: Das Paläogen der Bohrungen 34/10-11 und 35/11-01, das Miozän aller drei Bohrungen und das jüngere Neogen der Bohrungen 34/01-01 und 34/10-11. Obwohl 34/10-11 und 35/11-01 in strukturell unterschiedlichen Gebieten liegen, zeigen sie gleichlaufende Trends für das Paläogen des südlichen Teils des Untersuchungsgebietes. Die Veränderungen von Sedimentanlieferung und Vertiefung des Beckens müssen im Süden des Gebietes parallel verlaufen sein. Der miozäne Hiatus aller drei Bohrungen ist sicherlich beckenweit verbreitet (HAMAR 1982, ISAKSEN & TONSTAD 1989). Das enorme Sedimentationstempo für das jüngere Pliozän der Bohrungen 34/04-01 und 34/10-11 läßt sich nur durch hohe Beträge für beides, Sedimentanlieferung und Vertiefung der randfernen Bereiche des Beckens, erklären.

Interessant ist ein Vergleich des kanozoischen Sedimentationstempos in der nördlichen Nordsee mit dem im Atlantischen Ozean. DAVIES et al. (1977) publizierten kanozoische Sedimentationsraten für verschiedene Teile des Weltmeeres (Abb. 3.8.). Die Kurven zeigen einen ähnlichen Verlauf, wie die hier vorgestellten. Von geringen Werten im Paläozän steigen die Werte dramatisch im Neogen. Einen vergleichbaren Effekt beobachten auch HAY et al. (1981). Die Werte sind aber um eine Größenordnung niedriger und der starke Anstieg im Eozän zeigt sich nicht im Arbeitsgebiet.

DAVIES et al. (1977) führen die Veränderungen im Sedimentationstempo der kanozoischen Ozeane auf verschieden starke Erosion an Land im Zusammenhang mit klimatischen Veränderungen zurück. Ein solcher Effekt würde sich auch in den Schelfmeeren ablesen lassen. Hier tritt jedoch das Problem des verfügbaren Raumes hinzu. Eine entsprechende Vertiefung des Beckens muß mit dem erhöhten Materialangebot einhergehen, oder diesem voranschreiten.

Die paläozoische Sedimentation wurde durch eine Phase von starkem Erosion an Land im Zusammenhang mit klimatischen Veränderungen zurückgeführt. Ein solcher Effekt würde sich auch in den Schelfmeeren ablesen lassen. Hier tritt jedoch das Problem des verfügbaren Raumes hinzu. Eine entsprechende Vertiefung des Beckens muß mit dem erhöhten Materialangebot einhergehen, oder diesem voranschreiten.

Die paläozoische Sedimentation wurde durch eine Phase von starkem Erosion an Land im Zusammenhang mit klimatischen Veränderungen zurückgeführt. Ein solcher Effekt würde sich auch in den Schelfmeeren ablesen lassen. Hier tritt jedoch das Problem des verfügbaren Raumes hinzu. Eine entsprechende Vertiefung des Beckens muß mit dem erhöhten Materialangebot einhergehen, oder diesem voranschreiten.

Die Basis (NBO) wird durch einen ...

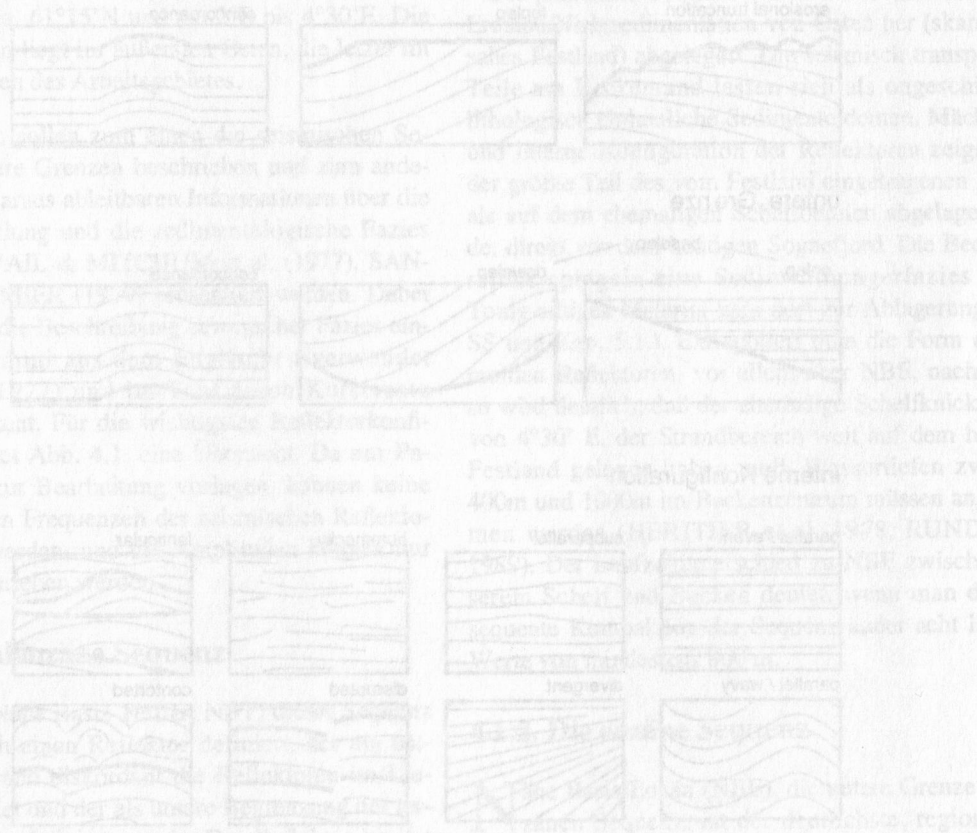


Abb. 4.1. Stratigraphische Spalten für die Beckenbereiche NBO, NBP, NBS, NBT. Lokation siehe auch Abb. 4.8. (nach MICHUM et al. 1977)

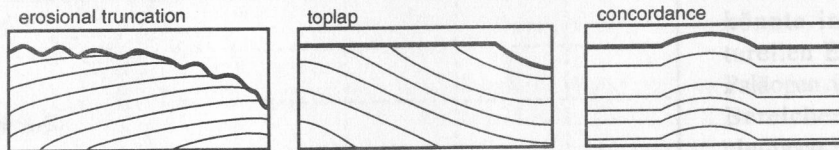
4. Seismische Sequenzstratigraphie

Stratigraphische Arbeiten zur nördlichen Nordsee, die auf der Grundlage seismischer Daten erstellt wurden, gehen zum überwiegenden Teil auf die Energieindustrie zurück. Dementsprechend konzentrieren sich die meisten dieser Arbeiten zum einen auf die stratigraphischen Einheiten, die im Zentrum des wirtschaftlichen Interesses stehen (Mesozoikum), zum anderen auf einzelne Blöcke oder Felder (z.B. SARG & SKJOLD 1982). In den Arbeiten, die die kanozoische Sedimentfüllung größerer Teile oder des gesamten Nordseebeckens mit Hilfe seismischer Daten betrachten (häufig unter dem Aspekt der strukturellen Entwicklung ehemaliger Riftingebiete), wird oft nur das Paläozän ausgeschieden (z.B. GABRIELSEN et al. 1990, WHITE 1990). Dabei bedient man sich eines auffälligen Amplitudenmaximums in der Nähe der Paläozän/Eozän-Grenze, das leicht im gesamten Becken verfolgt werden kann. So bietet auch der *North Sea Atlas* (NOPEC 1988) nur Zweiweglaufzeitkarten für "Near Base Tertiary" und "Near Base Eocene".

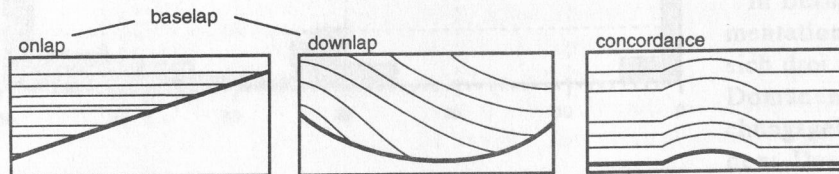
Stratigraphische Arbeiten, die das Känozoikum der nördlichen Nordsee weiter unterteilen, wurden im wesentlichen auf der Basis und mit Hilfe der Bearbeitung von Bohrungen und Proben aus denselben durchgeführt (z.B. NIELSEN et al. 1986, VINKEN 1988, RUNDBERG & SMALLEY 1989, KING 1989). RUNDBERG (1989) konnte seine litho- und isotopenstratigraphische Gliederung des Känozoikums der nördlichen Nordsee mit seismischen Daten korrelieren und Laufzeitkarten konstruieren. Seine "mapping-units" lassen sich gut mit dem hier vorgestellten Sequenzsystem korrelieren. Daneben existieren Arbeiten zu oberflächennahen Sedimenten, die mit Hilfe hochfrequenter akustischer Systeme (*boomer, sparker*) erstellt wurden (ROKOENGEN & RÖNNINGSLAND 1983, RISE & ROKOENGEN 1984), aber nicht das gesamte Känozoikum erfassen.

Obwohl angenommen werden muß, daß aufgrund des Interesses an potentiellen paläogenen Speicher-

obere Grenze



untere Grenze



interne Konfiguration

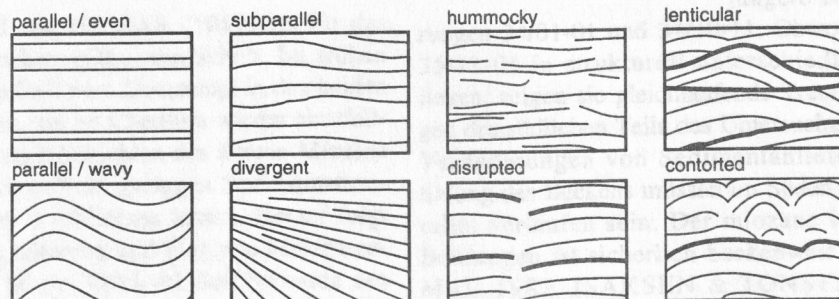


Abb. 4.1.: Einige wichtige Termini für die Beschreibung seismischer Grenzflächen und interner Reflektorkonfiguration (nach MITCHUM et al. 1977).

steinen (z.B. Frigg-Sande) und der Bedeutung der känozoischen Beckenentwicklung für die Bildung von Erdöl und Erdgas seismische Daten der känozoischen Schichten innerhalb der Industrie detailliert bearbeitet werden, ist kein känozoisches seismisches Sequenzsystem für die nördliche Nordsee etabliert.

Das Ziel der hier entwickelten seismischen Sequenzstratigraphie war es dementsprechend, zunächst ein solches Sequenzsystem, das im gesamten Untersuchungsgebiet Gültigkeit besitzt und dessen Grenzflächen als isochron betrachtet werden können, zu erarbeiten.

4.1. Fünf Sequenzen und ihre Grenzen

Seismische Diskordanzen bzw. deren konkordante Entsprechungen werden als isochrone Grenzflächen betrachtet (VAIL, MITCHUM et al. 1977). Nicht alle Erosionsdiskordanzen, die am östlichen Beckenrand identifiziert werden können, besitzen regionale Bedeutung und sind aufgrund der Datenbasis korrelierbar. Es wurden schließlich fünf Sequenzen und ihre Grenzen als System definiert, das eine in sich geschlossene Interpretation der vorliegenden Daten ermöglicht. Eine seismische Sektion ist in Abb. 4.2. bis 4.5. wiedergegeben. Es handelt sich dabei um eine Sektion im Fallen der Schichten bei ca. 61°15'N und ca. 2°E bis 4°30'E. Die erste Teilsektion liegt im äußersten Osten, die letzte im äußersten Westen des Arbeitsgebietes.

Im folgenden sollen zum einen die seismischen Sequenzen und ihre Grenzen beschrieben und zum anderen die schon daraus ableitbaren Informationen über die Beckenentwicklung und die sedimentologische Fazies entsprechend VAIL & MITCHUM et al. (1977), SANGREE & WIDMIER (1979) präsentiert werden. Dabei werden die für die Beschreibung seismischer Fazies eingeführten Termini aus dem Englischen verwendet (MITCHUM 1977) und im Text durch Kursivsatz kenntlich gemacht. Für die wichtigsten Reflektorkonfigurationen bietet Abb. 4.1. eine Übersicht. Da nur Papiersektionen zur Bearbeitung vorlagen, können keine Angaben zu den Frequenzen der seismischen Reflexionen gemacht werden, und die Amplituden können nur qualitativ beschrieben werden.

4.1.1. Die paläozäne Sequenz

Die Basis (Nähe Basis Tertiär, NBT) dieser Sequenz wird durch einen Reflektor definiert, der am östlichen Beckenrand diskordant die Reflektoren im Liegenden schneidet und der als untere Begrenzung der tertiären Schichten definiert wurde. Der Reflektor besitzt

im Untersuchungsgebiet nur eine mittlere bis geringe Amplitude, sie variiert jedoch von groß am östlichen Beckenrand zu sehr klein auf Hochschollen. Die Stetigkeit (*continuity*) des Reflektors ist mittel bis gering. Der Reflektor ist lokal (besonders im Bereich der Gulfs-Struktur) durch Abschiebungen versetzt. Die geringen Beträge dieser Abschiebungen ($\leq 0.05s$) deuten weniger auf aktive Bruchtektonik, sondern eher auf Kriechbewegungen oder differentielle Kompaktion in der Verlängerung tieferer Störungen.

Im äußersten Osten ist die paläozäne Sequenz seismisch fast transparent, ansonsten ist die interne Reflektorkonfiguration der paläozänen Sequenz im Osten oblique-sigmoid, *downlapping* auf NBT. Die Stetigkeit ist gering. Im Becken sind die Reflektoren (sub-) parallel und besitzen mittlere Amplituden.

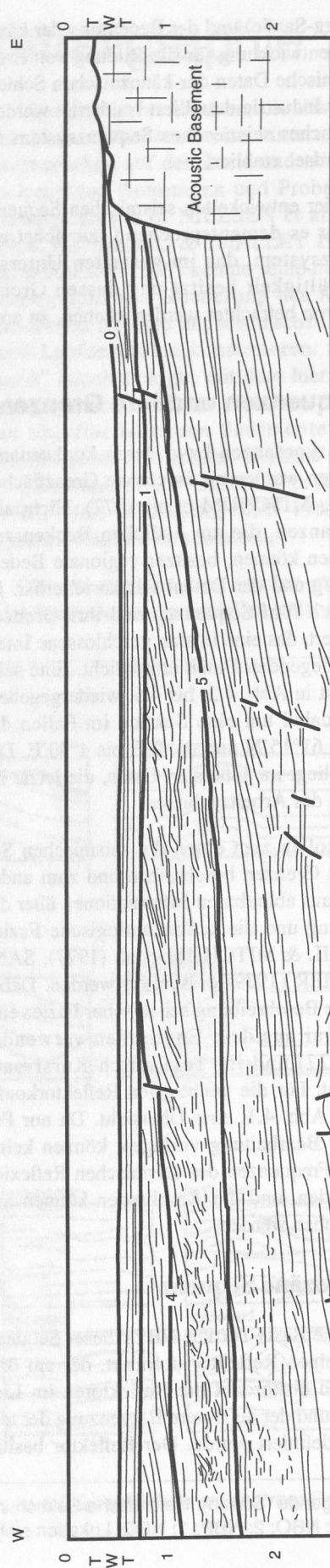
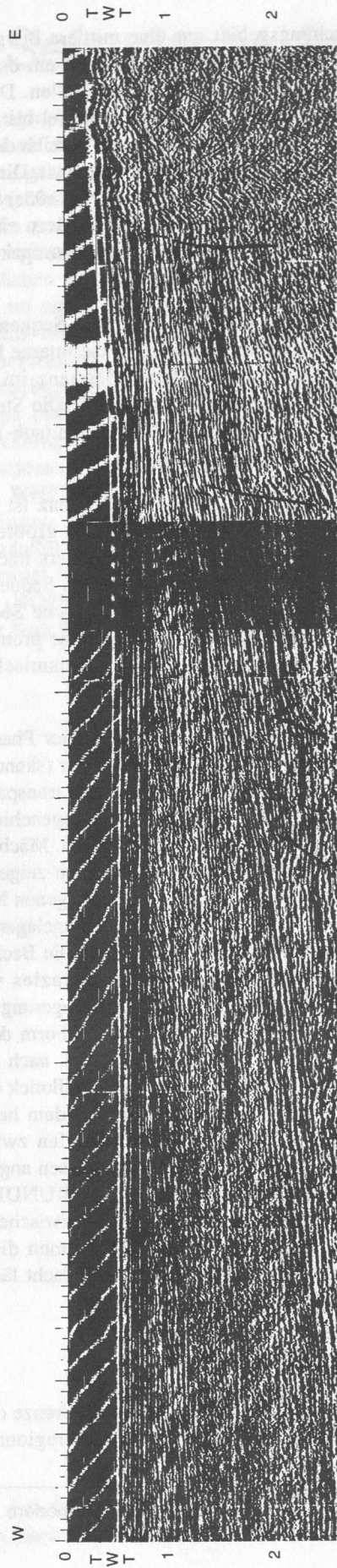
Die Mächtigkeit der paläozänen Sequenz ist im SE des Gebietes (ca. 61°15'N, 4°0'E) am größten (ca. 0.65s) und nimmt zum Becken, besonders nach NW hin, ab. Die obere Grenze der paläozänen Sequenz bildet am östlichen Beckenrand die seismische Sequenzgrenze "Nähe Basis Quartär" (NBQ), eine prominente Erosionsdiskordanz, im Becken die seismische Sequenzgrenze "Nähe Basis Eozän" (NBE).

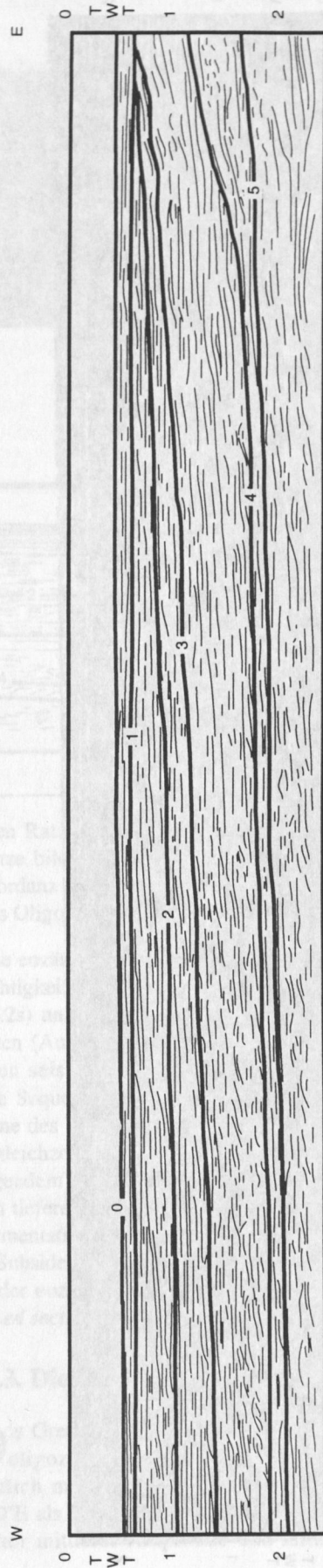
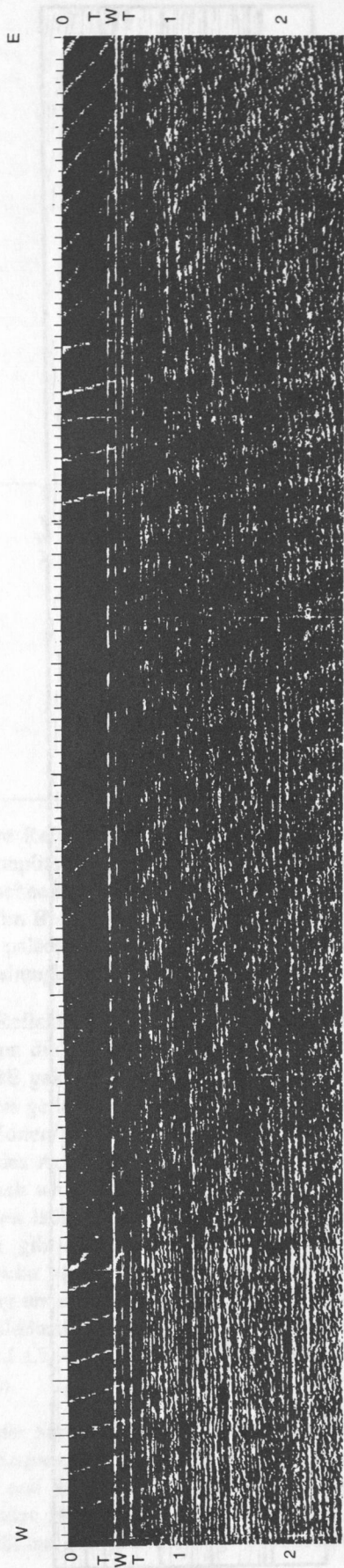
Die paläozäne Sequenz wurde nach einer Phase von Erosion/Nichtsedimentation von Osten her (skandinavisches Festland) abgelagert. Die seismisch transparenten Teile am Beckenrand lassen sich als ungeschichtete, lithologisch einheitliche Sedimente deuten. Mächtigkeit und interne Konfiguration der Reflektoren zeigen, daß der größte Teil des vom Festland eingetragenen Materials auf dem ehemaligen Schelfbereich abgelagert wurde, direkt vor dem heutigen Sognefjord. Die Beckenbereiche spiegeln eine Sedimentthungerfazies wider. Tonig-siltiges Material kam dort zur Ablagerung (WDSS und Kap. 5.1.). Extrapoliert man die Form der sigmoiden Reflektoren, vor allem aber NBE, nach Osten, so wird deutlich, daß der ehemalige Schelfknick östlich von 4°30' E, der Strandbereich weit auf dem heutigen Festland gelegen haben muß. Wassertiefen zwischen 400m und 1000m im Beckenzentrum müssen angenommen werden (HERITIER et al. 1978, RUNDBERG 1989). Der Laufzeitunterschied zu NBE zwischen äußerem Schelf und Becken deutet, wenn man die subsequente Kompaktion der Sequenz außer acht läßt, auf Werte von mindestens 800 m.

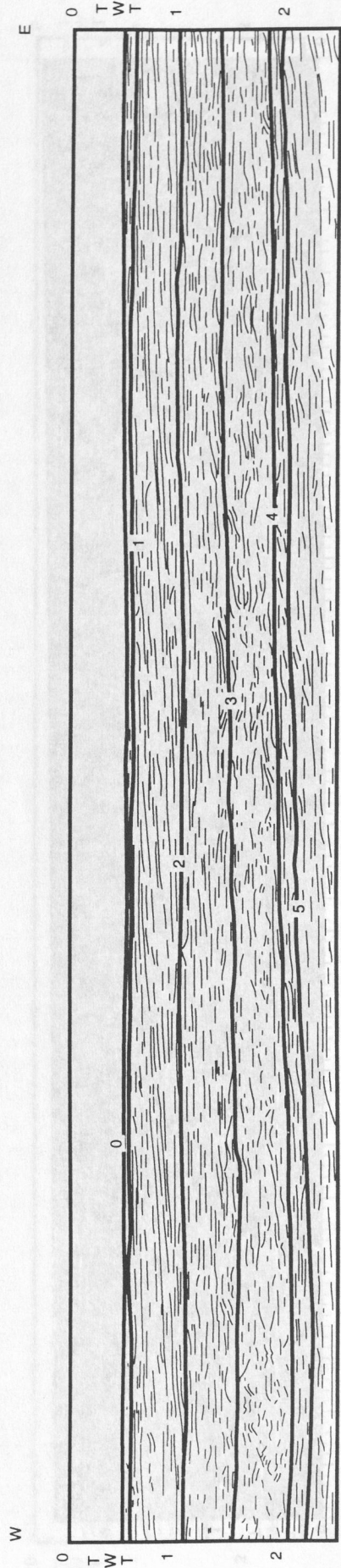
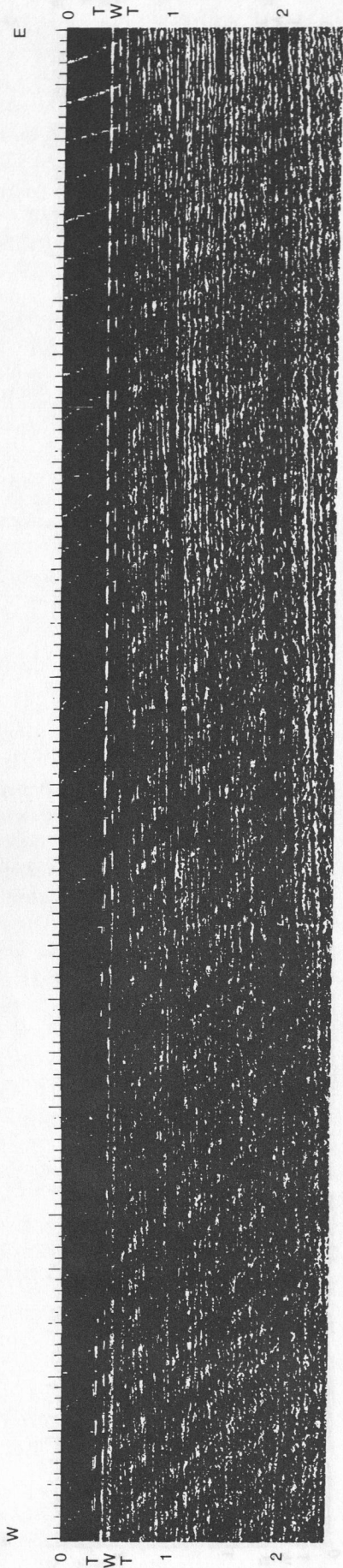
4.1.2. Die eozäne Sequenz

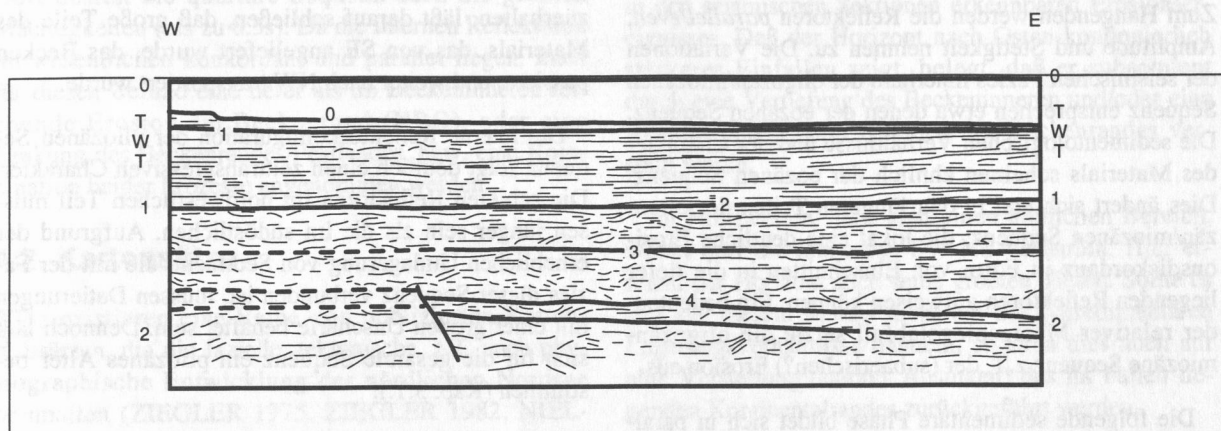
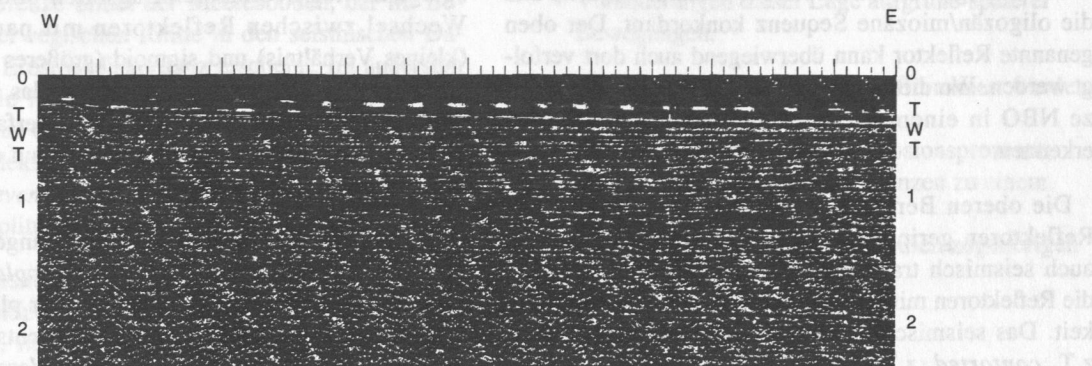
Nähe Basis Eozän (NBE), die untere Grenze der eozänen Sequenz, ist der deutlichste, regional ver-

Abb. 4.2.-4.5. (folgende Seiten): Seismische Sektion im Fallen der Schichten (ca. 61°15'N). 0: Meeresboden; 5: NBT; 4: NBE; 3: NBO; 2: NBP; 1: NBQ. Lokation siehe auch Abb.4.6.









folgbarer Reflektor im Arbeitsgebiet. Er besitzt eine hohe Amplitude und eine ausgezeichnete Stetigkeit. Im Osten schneidet er die Reflektoren der paläozänen Sequenz; im Becken liegt die eozäne Sequenz konkordant auf der paläozänen Sequenz und zeigt z.T. geringfügige Abschiebungen ($< 0.025s$).

Die Reflektorkonfiguration der eozänen Sequenz ist im Osten durch interne *offlaps*, *onlaps* und *downlaps* auf NBE gekennzeichnet. Die Amplituden sind dort mittel bis gering, es lassen sich auch seismisch transparente Zonen feststellen. Die Reflektoren besitzen im Osten des Arbeitsgebiets eine geringe Stetigkeit, sind z.T. auch *wavy* bis *contorted*, was auf Rutschungen schließen läßt. Bei ca. $3^{\circ}30'E$, z.T. auch im Beckeninneren, gibt es Reflektorpakete hoher Amplitude, das seismische Muster ist dort *disrupted*. Eine Wechselagerung unterschiedlicher Sedimente, z.B. Sande/Tone oder Siliklastika/Karbonate, die differenziell kompaktiert und z.T. unterkonsolidiert sind, kann diese Muster erklären.

Für die Signale kürzerer Laufzeit innerhalb der eozänen Sequenz im inneren Beckenbereich werden Amplitude und Stetigkeit sehr gering bis hin zu fast reflexionsfreien Bereichen, das Muster ist z.T. *hummocky*. Dies läßt auf eine gleichförmige Sedimentation mit ge-

ringen Raten (*condensed section*) schließen. Die obere Grenze bildet am östlichen Beckenrand die Erosionsdiskordanz Nähe Basis Quartär (NBO), ansonsten Nähe Basis Oligozän (NBO)

Die eozäne Sequenz bildet einen Keil mit geringsten Mächtigkeiten am östlichen und nördlichen Beckenrand ($\approx 0.2s$) und größten Mächtigkeiten ($\approx 0.55s$) im Südwesten (Ausnahme: die Gulfaks-Struktur). Aus der internen seismischen Fazies kann man schließen, daß diese Sequenz in ihren ältesten Teilen durch eine Zunahme des Materialangebots von Osten (Skandinavien) bei gleichzeitig relativ sinkendem (bzw. weniger schnell steigendem) Meeresspiegel geprägt ist. Das im Paläozän noch tiefere Becken wird zunächst stärker verfüllt. Die Sedimentationsgeschwindigkeit war zunächst größer als die Subsidenz des Beckens, nimmt in den jüngeren Teilen der eozänen Sequenz aber wieder ab, die als *condensed section* gedeutet werden.

4.1.3. Die oligozän-miozäne Sequenz

Die Grenze zwischen der eozänen Sequenz und der oligozän/miozänen Sequenz, NBO, ist nicht so deutlich markiert wie NBE. Sie ist östlich von ca. $3^{\circ}20'E$ als Erosionsdiskordanz ausgeprägt, als ein Reflektor mittlerer Amplitude und mittlerer Stetigkeit.

Westlich liegen die Schichten der eozänen Sequenz und die oligozän/miozäne Sequenz konkordant. Der oben genannte Reflektor kann überwiegend auch dort verfolgt werden. Wo dies nicht der Fall ist, läßt sich die Grenze NBO in einem Wechsel der seismischen Fazies erkennen.

Die oberen Bereiche der eozänen Sequenz zeigen Reflektoren geringer Stetigkeit und Amplitude (z.T. auch seismisch transparente Zonen), darüber besitzen die Reflektoren mittlere Amplituden und mittlere Stetigkeit. Das seismische Muster ist *subparallel* bis *wavy*, z.T. *contorted*, z.T. durch *baselaps* gekennzeichnet. Dies wird, nach einer Phase geringer Sedimentationstemp (bis zu Werten von 0) im jüngeren Eozän, als regressives Phänomen mit hohem Materialeintrag gedeutet. Zum Hangenden werden die Reflektoren *parallel/even*, Amplitude und Stetigkeit nehmen zu. Die Variationen der seismischen Fazies innerhalb der oligozän/miozänen Sequenz entsprechen etwa denen der eozänen Sequenz. Die sedimentologischen Verhältnisse und der Charakter des Materials scheinen ähnlich der eozänen Sequenz. Dies ändert sich erst in den jüngeren Teilen der oligozän/miozänen Sequenz, die lokal eine deutliche Erosionsdiskordanz in Form von Einschnitten in die tiefer liegenden Reflektoren aufweisen können. Ein bedeutender relativer Meeresspiegelabfall setzte die oligozän-miozäne Sequenz z.T. der (subaerischen?) Erosion aus.

Die folgende sedimentäre Phase bildet sich in parallelen, subhorizontalen Reflektoren geringer Amplitude ab, die nur im Bereich der o.g. Erosionsdiskordanz in *downlaps* übergehen (*channel fills*). Die obere Grenze der oligozän/miozänen Sequenz bildet Nähe Basis Pliozän (NBP) in einem schmalen Streifen (ca. 6 - 8km) am östlichen Beckenrand NBQ.

4.1.4. Die pliozäne Sequenz

Die seismische Fazies der pliozänen Sequenz hebt sich deutlich von den übrigen känozoischen Sequenzen im Arbeitsgebiet ab. Sie wird von einer mächtigen Folge schiefer Reflektoren gebildet (bis zu über 0.9s, ca. 50 Stück), die von SE nach NW einfallen. Die Reflektoren sind *parallel/even* bis *divergent*, z.T. auch *sigmoid* und von mittlerer bis geringer Amplitude und mittlerer Stetigkeit. An der Basis zeigen sie *downlaps* auf NBP, ihre Tops sind *offlaps* von NBQ. Als Basis dieser Sequenz, NBP wurden jeweils die Endpunkte der *downlaps* definiert. Die obere Grenze (NBQ) ist eine Erosionsdiskordanz, die am östlichen Beckenrand auch die liegenden känozoischen Sequenzen erfaßt.

Die einzelnen Reflektoren innerhalb der pliozänen Sequenz stellen Vorschüttungsereignisse in ein sich rasch vertiefendes Becken dar (relativer Anstieg des Meeresspiegels). Unterschiede im Verhältnis relativer Meeresspiegelanstieg/Sedimenteintragsraten bilden sich im Wechsel zwischen Reflektoren mit parallel/even (kleines Verhältnis) und sigmoid (größeres Verhältnis) Konfiguration aus. Offensichtlich war das Materialangebot so groß, daß sich diese Flachwasserfazies im gesamten Arbeitsgebiet fortsetzt und nicht auf die Beckenrandgebiete beschränkt bleibt.

Obwohl die meisten Reflektoren im Hangenden durch NBQ terminiert werden, gibt es auch *toplaps*, die auf kleinere Erosionsereignisse innerhalb der pliozänen Sequenz zurückgehen oder synsedimentär entstanden sein können. Dies deutet auf sehr geringe Wassertiefen für die gesamte pliozäne Sequenz hin. Daß im Pliozän bei schneller Vertiefung des Beckens genug Material zur Verfügung stand, um ein Flachwasserregime aufrechtzuerhalten, läßt darauf schließen, daß große Teile des Materials, das von SE angeliefert wurde, das Becken passierte und weiter nach NW transportiert wurde.

Die interne Reflektorkonfiguration der pliozänen Sequenz zeigt deutlich einen zeittransgressiven Charakter. Die schiefen Reflektoren im nordwestlichen Teil müssen jünger sein als die im südöstlichen. Aufgrund der erheblichen Umlagerung von Sediment, die mit der Fazies dieser Sequenz verbunden ist, müssen Datierungen mit einer großen Unschärfe behaftet sein. Dennoch läßt sich für die gesamte Sequenz ein pliozänes Alter bestimmen (Kap. 3.1.).

Wieviel Zeit repräsentiert diese Sequenz nun tatsächlich an einem bestimmten Ort (z.B. einer Bohrung) und wie groß war das Sedimentationstempo? Die pliozäne Sequenz weist im Arbeitsgebiet etwa 50 schiefe Reflektoren auf, die untereinander sehr ähnlich sind. Jeder dieser Reflektoren kann also durchschnittlich nur etwa 70 bis 80ky repräsentieren. Für die Bohrung 34/10-11, die etwa 16 dieser Reflektoren durchteuft, bedeutet das, daß pliozäne Sedimente dort in einem Zeitraum von etwa 1.2 bis 1.3my abgelagert wurden, daraus ergibt sich ein Sedimentationstempo von etwa 550 m/my.

Die Bohrung 35/11-01 durchteuft nur 5 der o.g. Reflektoren, die damit ca. 400ky repräsentieren: das entsprechende Sedimentationstempo beträgt etwa 400m/my. Dies sind nur grobe Abschätzungen. Es steht jedoch fest, daß ein Sedimentationstempo von knapp über 20m/my, wie es für das Pliozän der Bohrung 35/10-11 in Kap. 3.2. Abb. 3.5. angegeben ist, einen zu niedrigen Wert darstellt.

Die Bohrung 35/11-01 durchteuft nur 5 der o.g. Reflektoren, die damit ca. 400ky repräsentieren: das entsprechende Sedimentationstempo beträgt etwa 400m/my. Dies sind nur grobe Abschätzungen. Es steht jedoch fest, daß ein Sedimentationstempo von knapp über 20m/my, wie es für das Pliozän der Bohrung 35/10-11 in Kap. 3.2. Abb. 3.5. angegeben ist, einen zu niedrigen Wert darstellt.

4.1.5. Die quartäre Sequenz

Die jüngste in dieser Arbeit untersuchte Sequenz, die quartäre Sequenz, ist an ihrer Basis durch eine erosive Winkeldiskordanz definiert, die das gesamte Arbeitsgebiet erfaßt und die alle liegenden känozoischen Sequenzen am östlichen Beckenrand schneidet.

Die obere Grenze bildet der Meeresboden, der im Bereich der Norwegischen Rinne in den seismischen Daten als eine Erosionsdiskordanz erscheint. Im äußersten Osten ist die interne Konfiguration *sigmoid*, es gibt *downlaps* auf die pliozäne Sequenz. Weiter westlich sind die Reflektoren zunächst *divergent* und gehen dann in *parallel/even* über. Sie besitzen generell mittlere bis geringe Amplituden und eine höhere Stetigkeit.

Im Gegensatz zu den Lagerungsverhältnissen der übrigen känozoischen Sequenzen, die auf eine zwar episodische, in ihrem Trend aber stetige Hebung des östlichen Beckenrandes deuten, ist die quartäre Sequenz nicht nach Osten hochgebogen. Im Gegenteil, NBQ und die internen Reflektoren fallen zum Festland hin ein. Dort besitzt die quartäre Sequenz auch die größten Mächtigkeiten (bis zu 0.3s). Da die internen Reflektoren im wesentlichen konkordant und parallel liegen, kann für diesen Befund eine tiefer als im Beckeninneren reichende Erosion am Beckenrand (NBQ), oder eine Senkung des Beckenrandes/Festlandes, bzw. eine Kombination beider Prozesse angenommen werden.

4.2. Kartensätze

Es existieren eine Reihe von publizierten Kartensätzen, die die fazielle, tektonische, z.T. auch physiographische Entwicklung der nördlichen Nordsee beinhalten (ZIEGLER 1975, ZIEGLER 1982, NIELSEN et al. 1986, NOPEC 1988, RUNDBERG 1989). Diese Kartensätze differenzieren entweder das Känozoikum kaum (s.a. Kap. 4.1.) oder bieten in ihrem kleinen Maßstab nur wenige Details. Das in dieser Arbeit vorgestellte Sequenzsystem und die dichte Abdeckung des Arbeitsgebietes mit seismischen Daten erlauben eine detaillierte Rekonstruktion der Paläophysiographie und räumlichen Verteilung der känozoischen Schichten.

Drei Kartensätze entstanden im Zuge der seismischen Interpretation:

- TWT-Karten (Isochronen)
- Tiefenkarten (Isobathen)
- Mächtigkeitskarten (Isopachen)

Die ersten beiden Kartensätze beziehen sich auf die Sequenzgrenzen, der letzte auf die Sequenzen selber. Auf eine Darstellung und Diskussion der TWT-Karten wird zugunsten der Tiefenkarten verzichtet.

4.1.1. Tiefenkarten

Die Tiefenkarten stellen die heutige Lage der Sequenzgrenzen in Meter unter Meeresniveau dar, wobei zwei Faktoren für diese Lage verantwortlich sind:

- Lage der Sedimentoberfläche zu einer bestimmten Zeit;

- Veränderungen dieser Lage aufgrund späterer Bewegungen.

Der erste Punkt muß noch weiter differenziert werden in:

- flächenhafte Verteilung der Erosionsprozesse, deren Ergebnis die Sequenzgrenzen zu einem großen Teil sind;
- flächenhafte Verteilung des zeitlich zugehörigen Meeresbodens.

Near Base Tertiary

Diese Karte (K 1.1.) läßt zwei Bereiche unterscheiden. Östlich von etwa 3°25'E laufen die Isobathen parallel nord-südlich, in diesem Falle ein Ergebnis des in den seismischen Sektionen erkennbaren Erosionsereignisses. Daß der Horizont nach Osten kontinuierlich stärkeres Einfallen zeigt, belegt, daß er subsequent durch eine Vertiefung des Beckeninneren und/oder eine Verschleppung beim Aufstieg des Beckenrandes verstellte wurde.

Im Nordwesten sieht man einen ähnlichen Bereich, wobei dort die Isobathen SW-NE verlaufen. Hier erreicht der Horizont auch seine größten Tiefen. Sollte es sich bei diesem Muster nicht um die syndementären Lagerungsverhältnisse handeln, so kann dies auch auf eine Verstellung (starkes Absinken) des im Fallen liegenden Kontinentalrandes zurückgeführt werden.

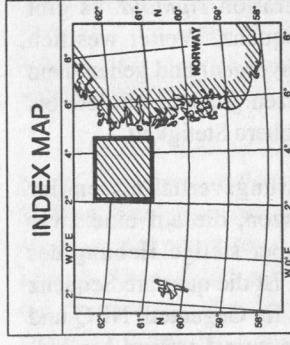
Die zentralen und südwestlichen Teile der Sequenzgrenze stellen sich als leicht wellige, subhorizontale Fläche dar, die sehr gut das ehemalige Beckeninnere nachzeichnet. Hier stechen nur zwei Hochs heraus, eines im SW, eines im NW, die sich über älteren Hochschollen befinden. Die kleineren Hochs mit nur geringen ($\approx 50\text{m}$) Beträgen, liegen im Streichen dieser Strukturen und werden als deren Fortsetzungen interpretiert.

Eine besondere Rolle scheint dabei der Kette von Hochs zuzukommen, die sich, ausgehend von der Gullfaks-Struktur, von Südwesten nach Nordosten zieht. Diese Kette zeichnet den südöstlichen Rand des Tampen-Sporns nach, der den Wiking-Graben nach Norden hin begrenzt (Abb. 1.3.). Zu beiden Flanken dieser Kette nimmt die Tiefe der Sequenzgrenze zu.

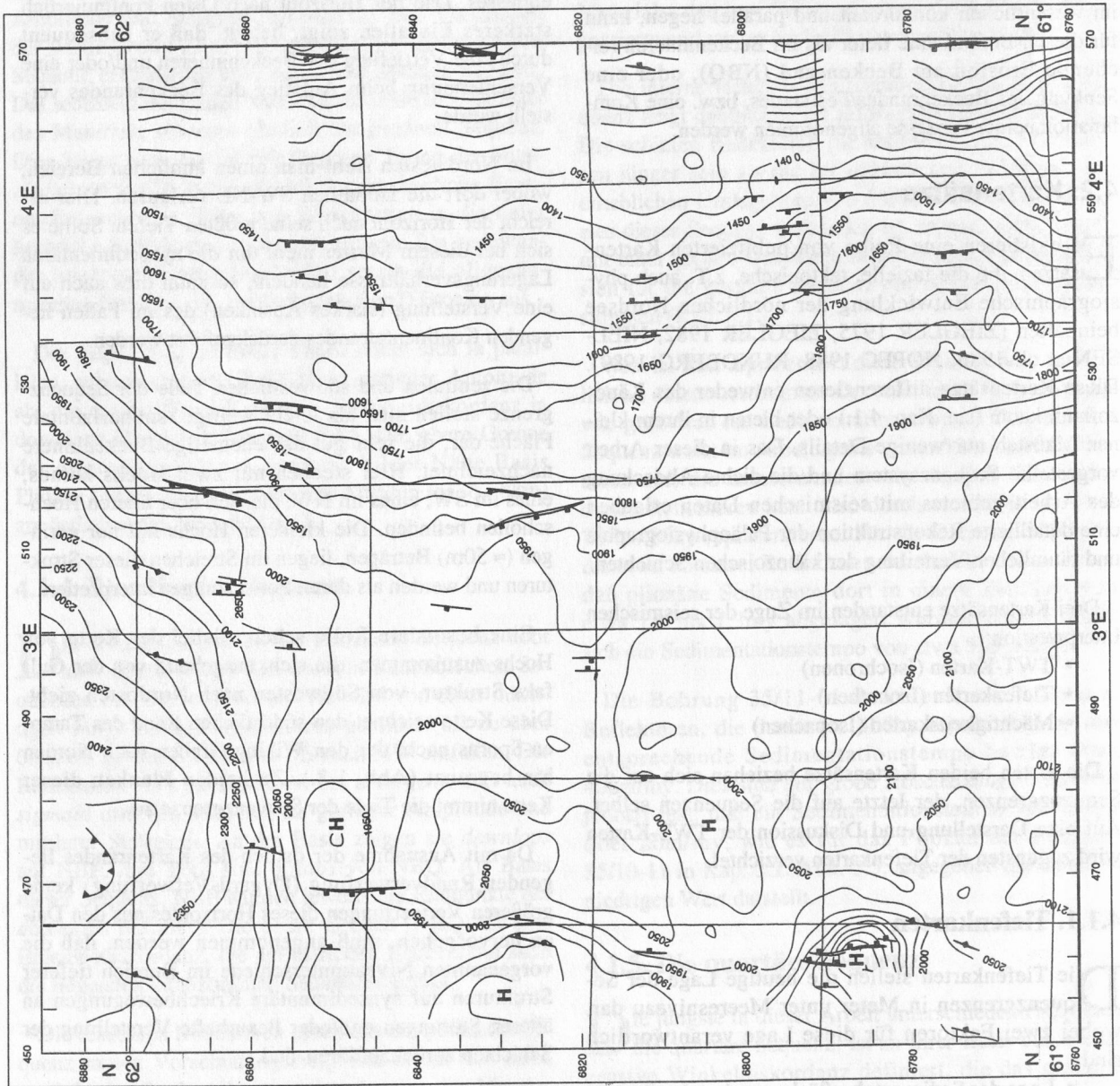
Da mit Ausnahme der östlich des Kartenrandes liegenden Randverwerfung (Øygard-Verwerfung) keine größeren Verwerfungen dieses Horizontes aus den Daten hervorgehen, muß angenommen werden, daß die vorgenannten Niveauunterschiede im Bereich tieferer Strukturen auf syndementäre Kriechbewegungen an älteren Störungen und/oder flexurhafte Verstellung der Schichten zurückzuführen sind.

MAP DATA	
PROJEKTION: UTM (X 1000)	SPHEROID: INTERNATIONAL
CENTRE MERIDIAN: 3° E	GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
FALSE NORTHING: 0	FALSE EASTING: 500000
FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00' N	GEOIDETIC DATUM: EUROPEAN

SYMBOLS	
CONTOUR LINE [m]	
	NORMAL FAULT
	HIGH
	DEEP



NEAR BASE TERTIARY MBSL CONTOUR MAP	
SCALE: 1 : 800 000	AUTHOR: M.W.
DRAWN BY: R.K.	DATE: 31.06.92



K 1.1. - K 1.6. (folgende Seiten): Tiefe der jeweiligen Sequenzgrenze unter Meeresspiegel (s.a. Legende).

MAP DATA

PROJEKTION: UTM (X 1000)
 SPHEROID: INTERNATIONAL
 CENTRE MERIDIAN: 3° E
 GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
 FALSE NORTHING: 0
 FALSE EASTING: 500000
 FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00 N
 GEODETIC DATUM: EUROPEAN

SYMBOLS

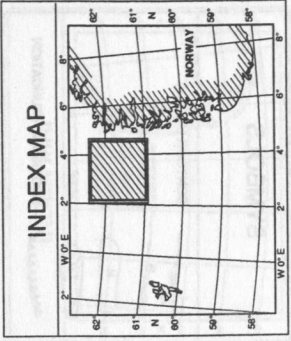
CONTOUR LINE [m]

NORMAL FAULT

HIGH

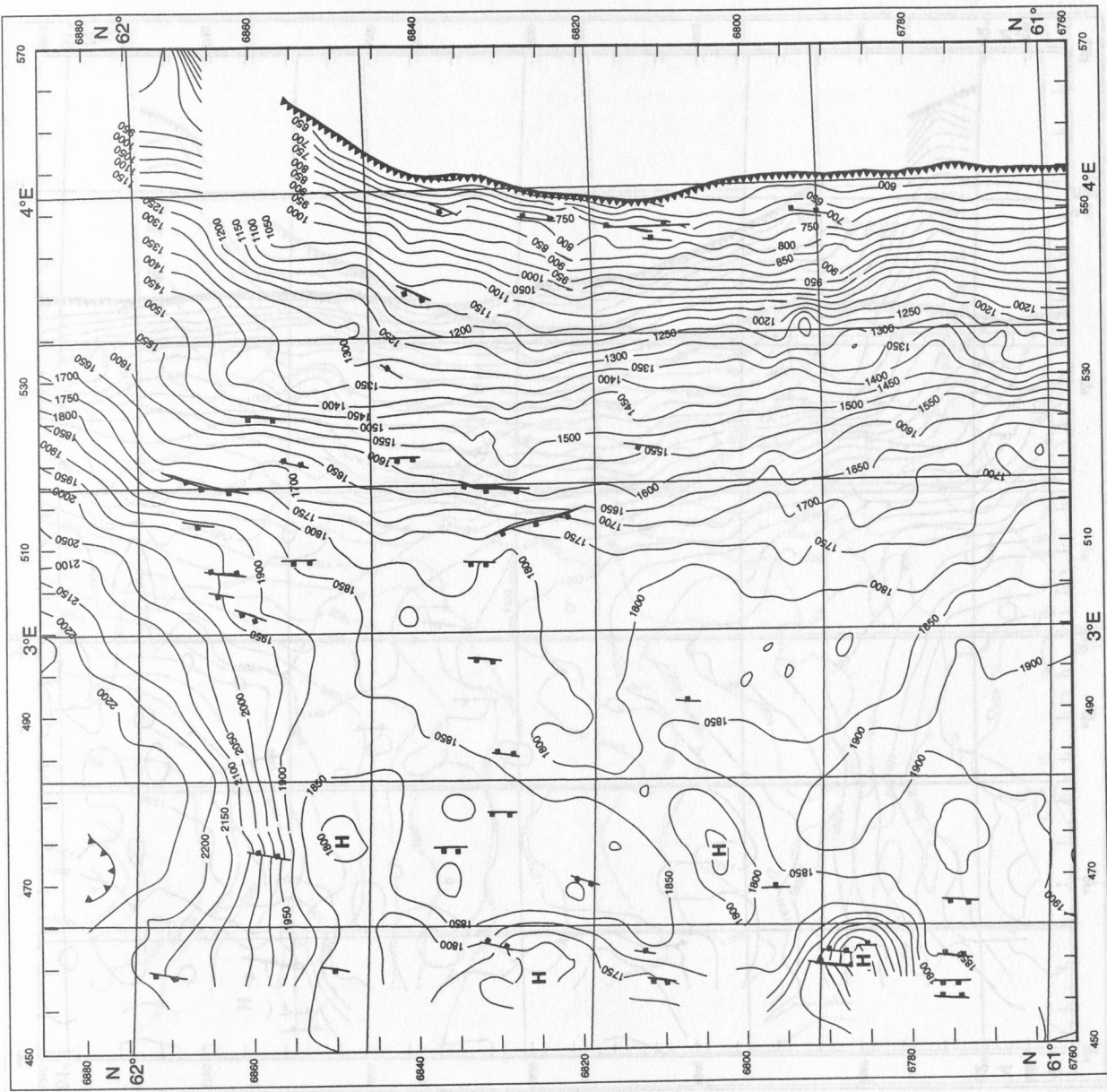
DEEP

EROSIONAL TRUNCATION



**NEAR BASE EOCENE
 MBSL CONTOUR MAP**

SCALE: 1 : 800 000
 AUTHOR: M.W.
 DRAWN BY: R.K.
 DATE: 31.08.92

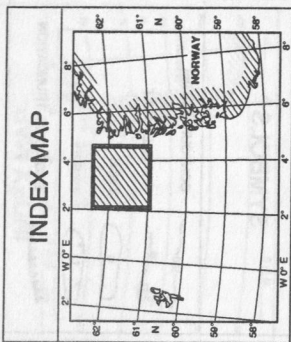


MAP DATA

PROJEKTION: UTM (X 1000)
 SPHEROID: INTERNATIONAL
 CENTRE MERIDIAN: 3° E
 GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
 FALSE NORTHING: 0
 FALSE EASTING: 500000
 FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00 N
 GEODETIC DATUM: EUROPEAN

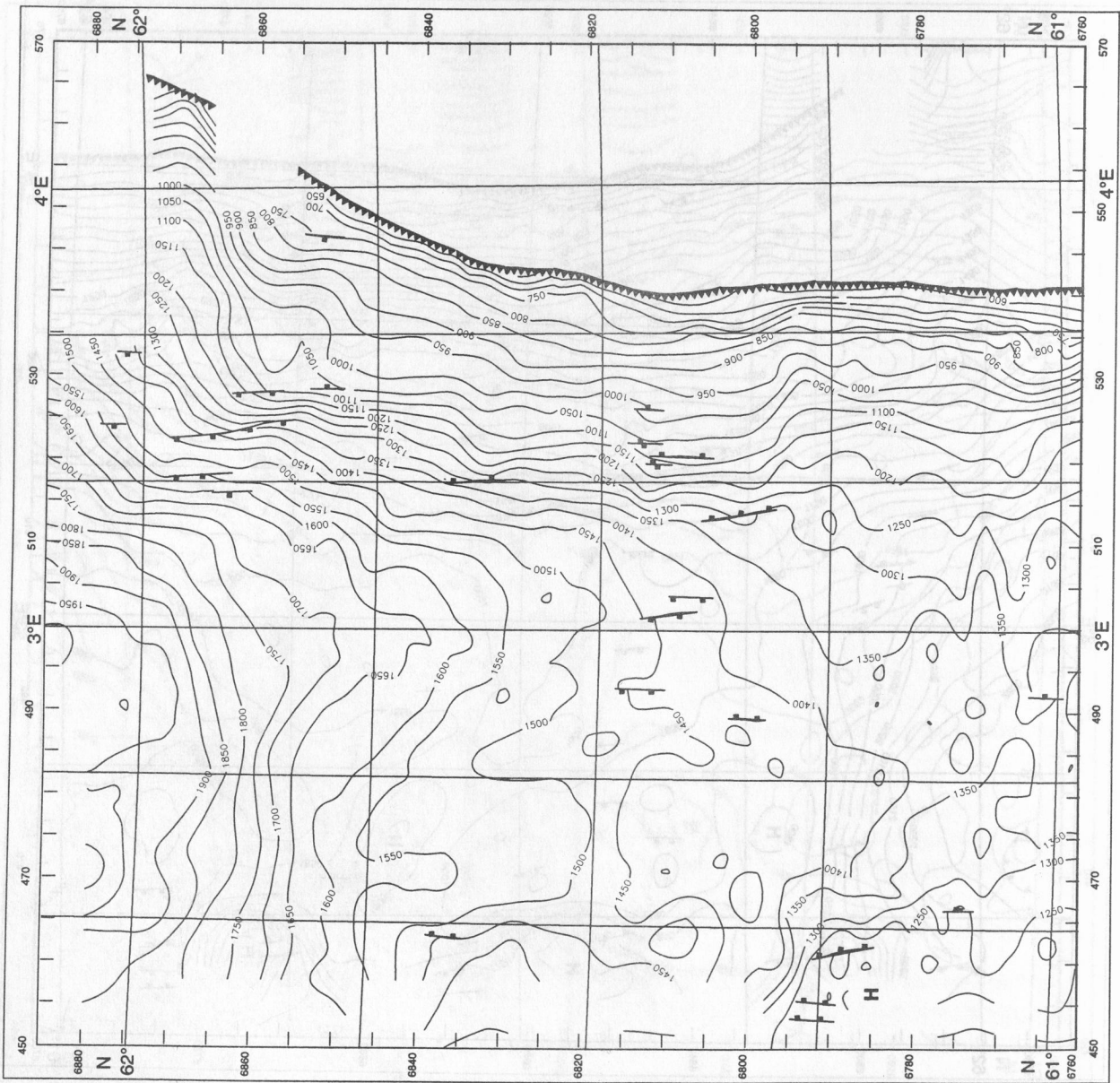
SYMBOLS

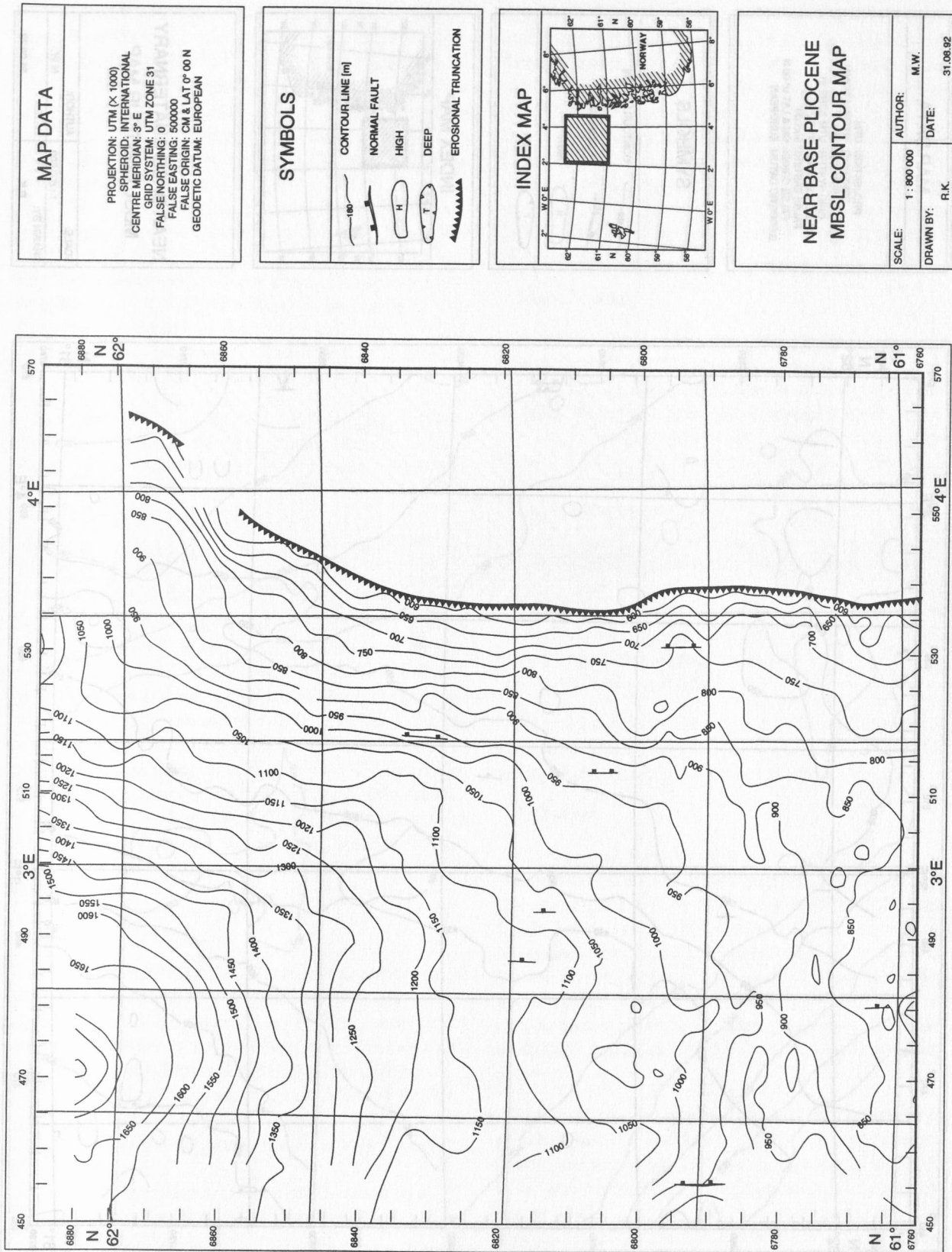
CONTOUR LINE [m]
 NORMAL FAULT
 HIGH
 DEEP
 EROSIONAL TRUNCATION



**NEAR BASE OLIGOCENE
 MBSL CONTOUR MAP**

SCALE: 1 : 800 000
 AUTHOR: M.W.
 DRAWN BY: R.K.
 DATE: 31.08.92





MAP DATA

PROJEKTION: UTM
 SPHEROID: INTERNATIONAL
 CENTRE MERIDIAN: 3° E
 GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
 FALSE NORTHING: 0
 FALSE EASTING: 500000
 FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00 N
 GEODETIC DATUM: EUROPEAN

SYMBOLS

CONTOUR LINE [m]

NORMAL FAULT

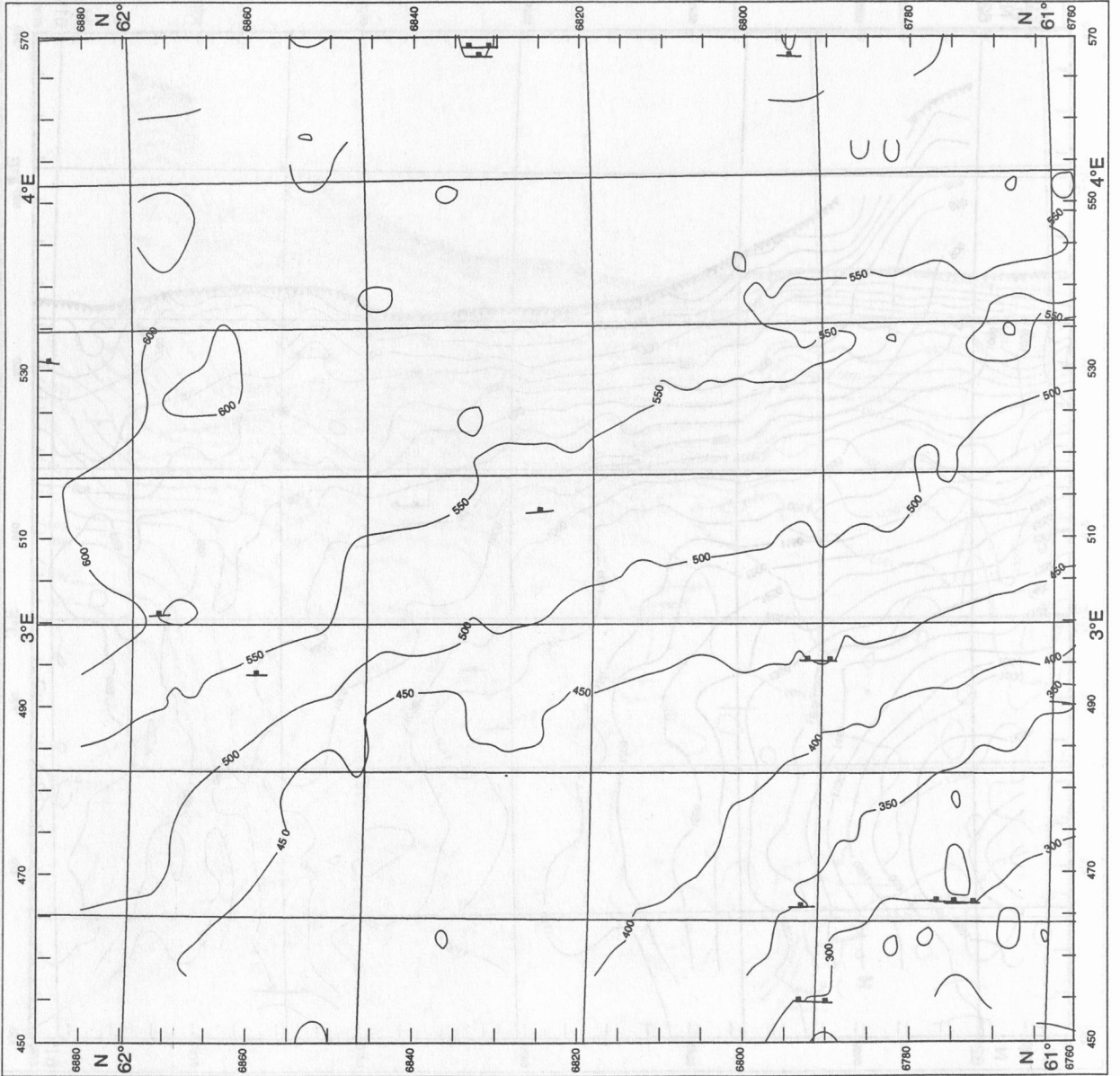
HIGH

DEEP



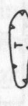
INDEX MAP

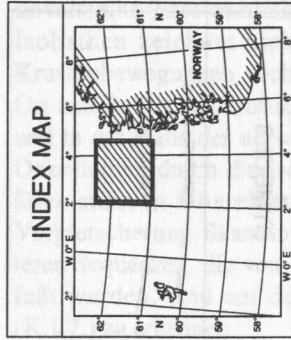
**NEAR BASE QUATERNARY
 MBSL CONTOUR MAP**

SCALE: 1 : 800 000
 DRAWN BY: R.K.
 AUTHOR: M.W.
 DATE: 31.08.92

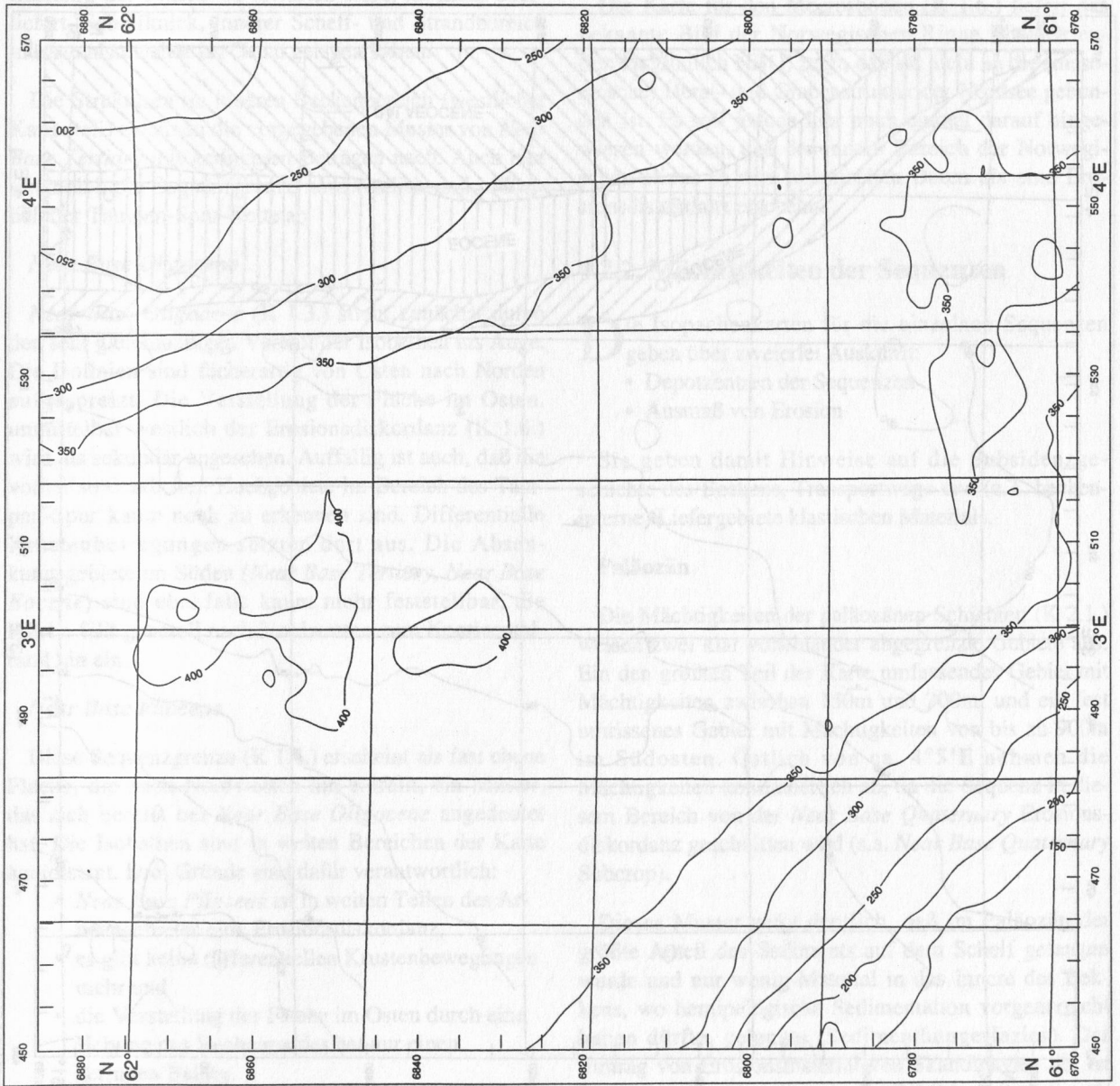


MAP DATA	
PROJEKTION:	UTM (X-1000)
SPHEROID:	INTERNATIONAL
CENTRE MERIDIAN:	3° E
GRID SYSTEM:	UTM ZONE 31
FALSE NORTHING:	0
FALSE EASTING:	500000
FALSE ORIGIN:	CM & LAT 0° 00' N
GEODETIC DATUM:	EUROPEAN

SYMBOLS	
	CONTOUR LINE (m)
	HIGH
	DEEP

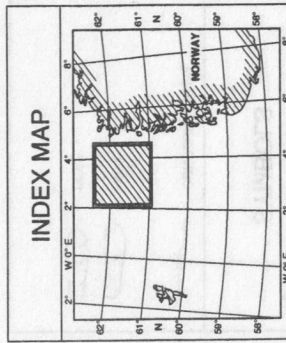


SEAFLOOR MBSL CONTOUR MAP			
SCALE:	1 : 800 000	AUTHOR:	M.W.
DRAWN BY:	R.K.	DATE:	31.06.92

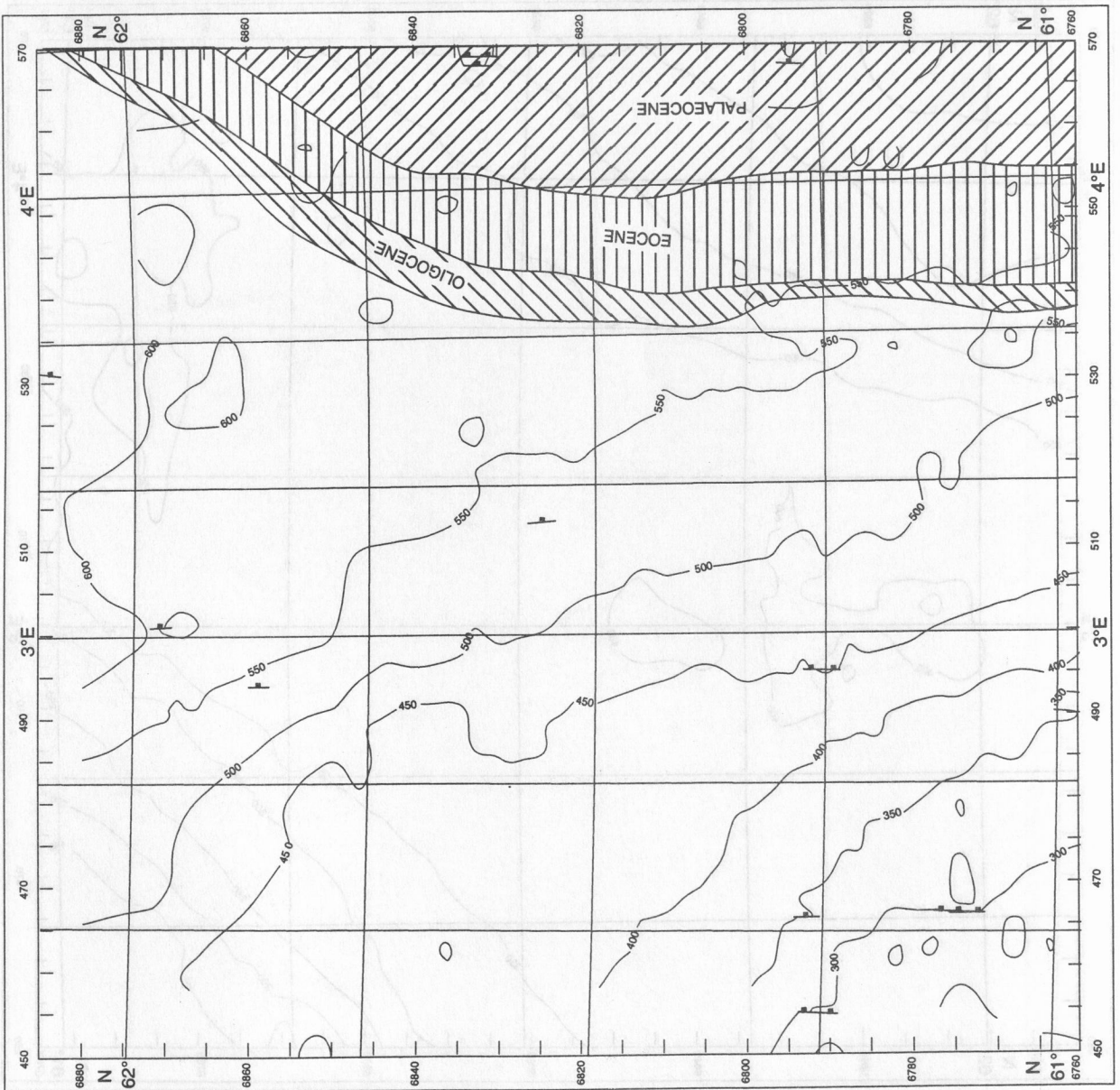


MAP DATA	
PROJECTION:	UTM
SPHEROID:	INTERNATIONAL
CENTRE MERIDIAN:	3° E
GRID SYSTEM:	UTM ZONE 31
FALSE NORTHING:	0
FALSE EASTING:	500000
FALSE ORIGIN:	CM & LAT. 0° 00' N
GEODETIC DATUM:	EUROPEAN

SYMBOLS	
	CONTOUR LINE [m]
	NORMAL FAULT



NEAR BASE QUATERNARY SUBCROP			
SCALE:	1 : 800 000	AUTHOR:	M.W.
DRAWN BY:	R.K.	DATE:	31.08.92



K. 1.7.: „Quartär“-abgedeckte Karte.

Near Base Eocene

Die Tiefenkarte für die Sequenzgrenze *Near Base Eocene* (K 1.2) zeigt ein ähnliches Bild, wie die für *Near Base Tertiary*. Die Isolinien, die auch hier von einem nord-südlichen Trend dominiert werden, zeichnen gleiche Lagerungsverhältnisse nach. Ein wichtiger Unterschied besteht jedoch beim Übergang vom Beckenbereich zum Schelfhang. Er beginnt östlich von ca. 3°10'E mit einem sanften Anstieg, der nach Osten hin zunehmend steiler wird. Dies geht nur z.T. auf eine spätere Verstellung der Sequenzgrenze zurück (Reflektorkonfiguration). Die Sequenzgrenzfläche *Near Base Eocene* wird dort, wo sie größtes Einfallen zeigt, von der Erosionsdiskordanz *Near Base Quaternary* abgeschnitten (s.a. K 1.6.). Der Bereich, in dem eine Verflachung der Fläche zu erwarten wäre, ist nicht überliefert. Schelfknick, innerer Schelf- und Strandbereich müssen also weiter im Osten gelegen haben.

Die Strukturen im inneren Beckenbereich (westlicher Kartenteil) zeichnen die vorgegebenen Muster von *Near Base Tertiary* mit geringeren Beträgen nach. Auch hier senkt sich die Sequenzgrenze nordwestlich und südöstlich der Tampen-Spur-Kette ab.

Near Base Oligocene

Near Base Oligocene (K 1.3.) sticht zunächst durch den sehr gleichmäßigen Verlauf der Isobathen ins Auge. Die Isolinien sind fächerartig von Osten nach Norden aufgespreizt. Die Verstellung der Fläche im Osten, unmittelbar westlich der Erosionsdiskordanz (K 1.6.) wird als sekundär angesehen. Auffällig ist auch, daß die vorher so deutlichen Hochgebiete im Bereich des Tampen-Spur kaum noch zu erkennen sind. Differentielle Krustenbewegungen setzten dort aus. Die Absenkungsgebiete im Süden (*Near Base Tertiary*, *Near Base Eocene*) sind ebenfalls kaum mehr feststellbar, die Fläche fällt generell nach Nordwesten zum Kontinentalrand hin ein.

Near Base Pliocene

Diese Sequenzgrenze (K 1.4.) erscheint als fast ebene Fläche, die nach Nordwesten hin einfällt, ein Muster, das sich bereits bei *Near Base Oligocene* angedeutet hat. Die Isobathen sind in weiten Bereichen der Karte äquidistant. Drei Gründe sind dafür verantwortlich:

- *Near Base Pliocene* ist in weiten Teilen des Arbeitsgebietes eine Erosionsdiskordanz,
- es gibt keine differentiellen Krustenbewegungen mehr und
- die Verstellung der Fläche im Osten durch eine Hebung des Beckenrandes hat nur einen geringen Betrag.

Near Base Quaternary

Diese Karte (K 1.5.) stellt ein gutes Beispiel für eine unverstellte Erosionsdiskordanz dar. Das Muster der Isobathen zeichnet nicht mehr die Geschichte der Krustenbewegungen nach, sondern gibt Hinweise auf Ort und Betrag der Erosion, die am stärksten parallel zu und in der Nähe der norwegischen Küste auftrat, deren Orientierung durch die Isobathen nachgezeichnet wird. Dies steht in Übereinstimmung mit der quartären Vergletscherung Skandinaviens. Die Bereiche der älteren Sequenzen, die von dieser Erosionsdiskordanz erfaßt wurden, sind auf der quartärabgedeckten Karte (K 1.7.) zu erkennen.

Meeresboden

Die Karte für den Meeresboden (K 1.6.) liefert das bekannte Bild der Norwegischen Rinne. Ihre Orientierung (ähnlich NBQ) zeigt, daß sie nicht an die (mesozoische) Horst- und Grabenstruktur der Nordsee gebunden ist. Es soll jedoch hier noch einmal darauf hingewiesen werden, daß der innere Bereich der Norwegischen Rinne in den seismischen Daten als eine Erosionsdiskordanz erscheint.

4.2.2. Mächtigkeiten der Sequenzen

Die Isopachenkarten für die einzelnen Sequenzen geben über zweierlei Auskunft:

- Depotzentren der Sequenzen
- Ausmaß von Erosion


Sie geben damit Hinweise auf die Subsidenzgeschichte des Beckens, Transportwege und (z.T. beckeninterne) Liefergebiete klastischen Materials.

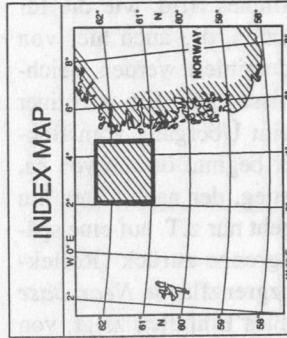
Paläozän

Die Mächtigkeiten der paläozänen Schichten (K 2.1.) weisen zwei klar voneinander abgegrenzte Gebiete aus: Ein den größten Teil der Karte umfassendes Gebiet mit Mächtigkeiten zwischen 150m und 200m, und ein fest umrissenes Gebiet mit Mächtigkeiten von bis zu 900m im Südosten. Östlich von ca. 4°5'E nehmen die Mächtigkeiten kontinuierlich ab, da die Sequenz in diesem Bereich von der *Near Base Quaternary* Erosionsdiskordanz geschnitten wird (s.a. *Near Base Quaternary* Subcrop).

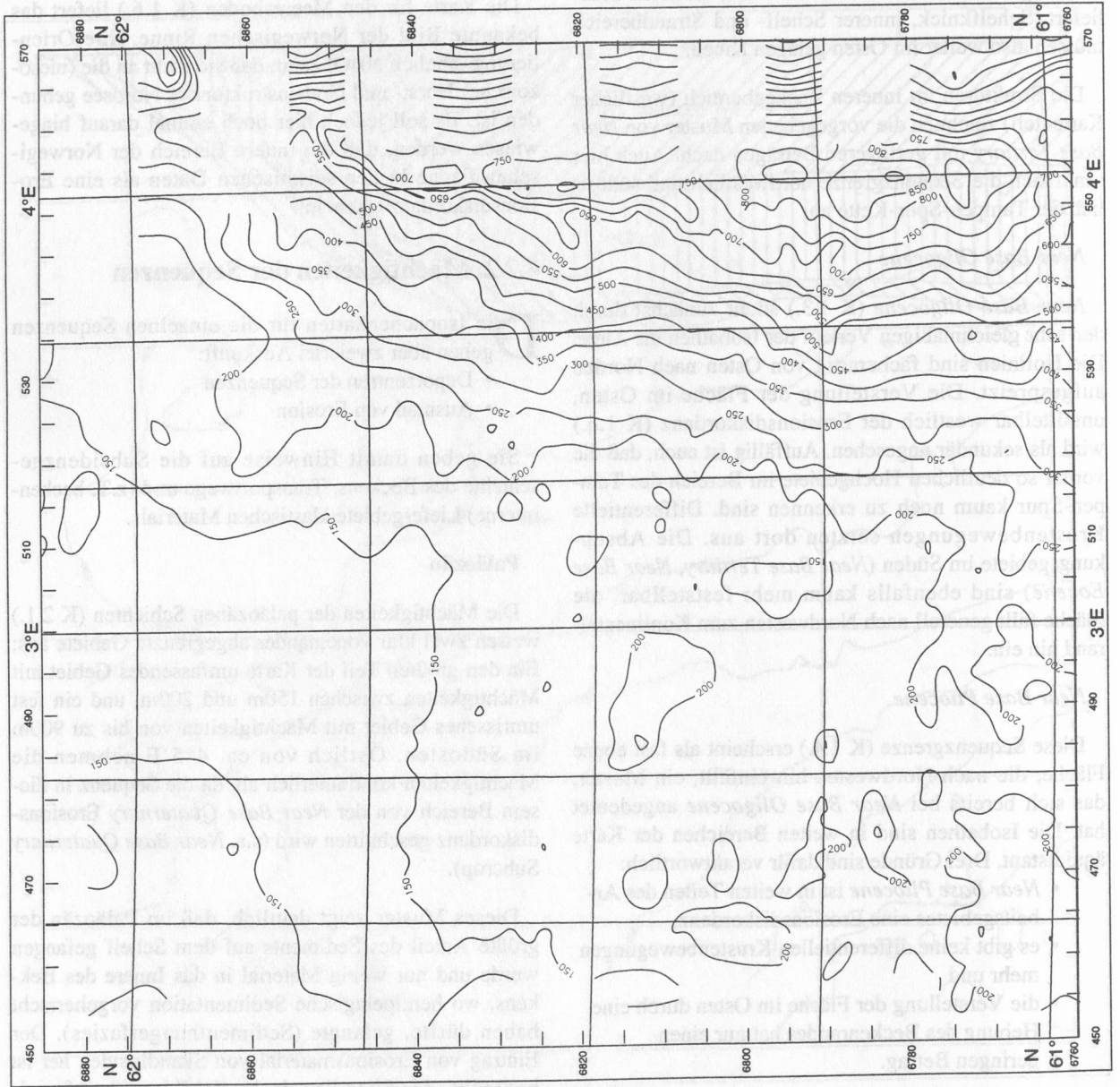
Dieses Muster zeigt deutlich, daß im Paläozän der größte Anteil des Sediments auf dem Schelf gefangen wurde und nur wenig Material in das Innere des Beckens, wo hemipelagische Sedimentation vorgeherrscht haben dürfte, gelangte (Sedimenthungerfazies). Der Eintrag von Erosionsmaterial von Skandinavien her ist begrenzt, der Skandinavische Schild muß tiefer als heute gelegen haben, die Küste weiter im Osten. Besonders interessant ist auch, daß sich das absolute Mäch-

MAP DATA
PROJEKTION: UTM (X 1000) SPHEROID: INTERNATIONAL CENTRE MERIDIAN: 3° E GRID SYSTEM: UTM ZONE 31 FALSE NORTHING: 0 FALSE EASTING: 500000 FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00' N GEODETTIC DATUM: EUROPEAN

SYMBOLS
 CONTOUR LINE [m]



PALEOCENE SEQUENCE ISOPACH MAP	
SCALE: 1 : 800 000	AUTHOR: M.W.
DRAWN BY: R.K.	DATE: 31.08.92



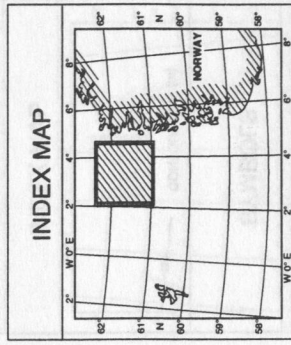
K 2.1. - K 2.5. (folgende Seiten): Mächtigkeiten der jeweiligen Sequenzen in Metern (s.a. Legende).

MAP DATA

PROJEKTION: UTM (X-1000)
 SPHEROID: INTERNATIONAL
 CENTRE MERIDIAN: 3° E
 GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
 FALSE NORTHING: 0
 FALSE EASTING: 500000
 FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00' N
 GEODETTIC DATUM: EUROPEAN

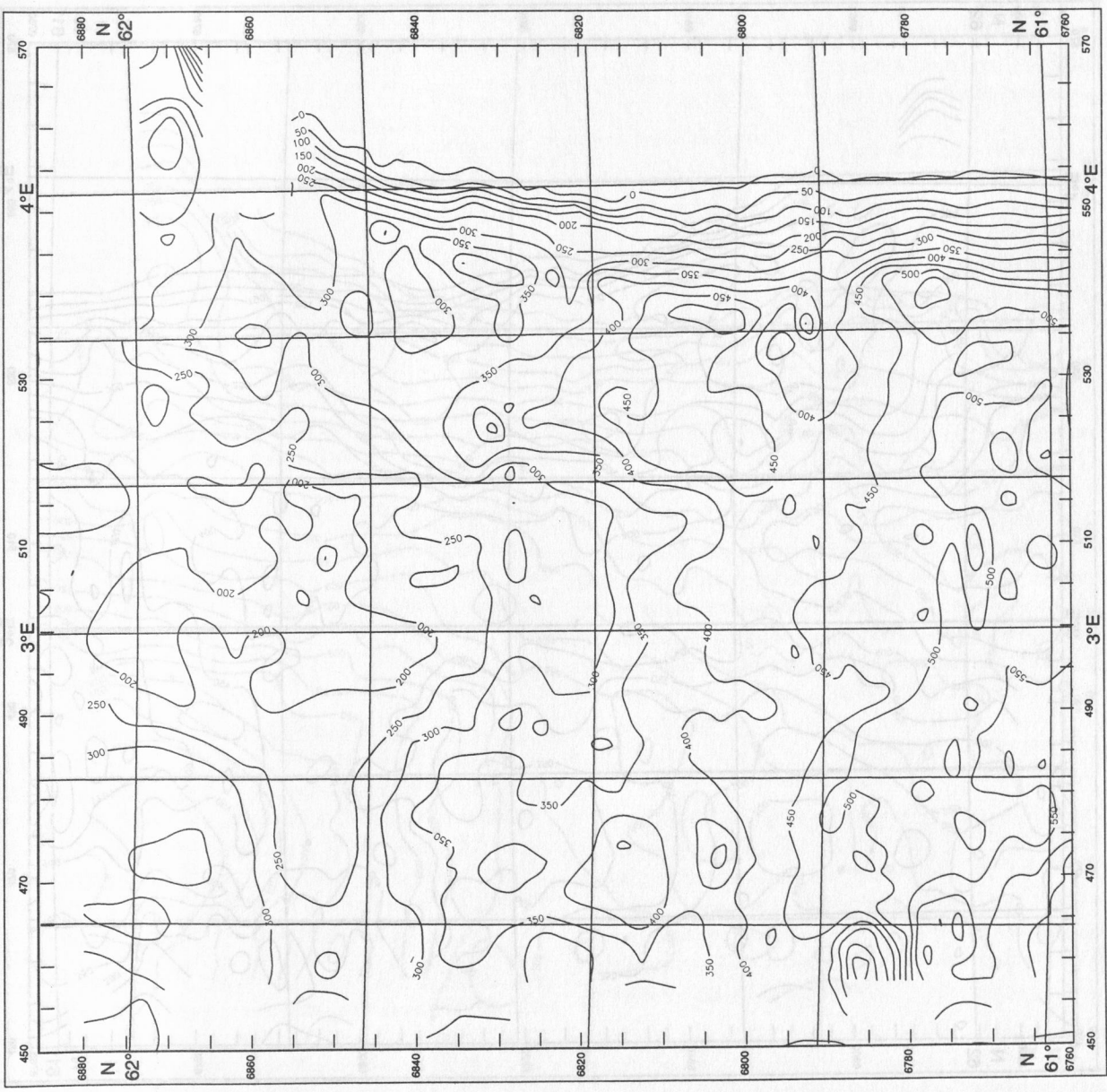
SYMBOLS

CONTOUR LINE [m]



EOCENE SEQUENCE ISOPACH MAP

SCALE: 1 : 800 000	AUTHOR: M.W.	DATE: 31.08.92
DRAWN BY: R.K.		

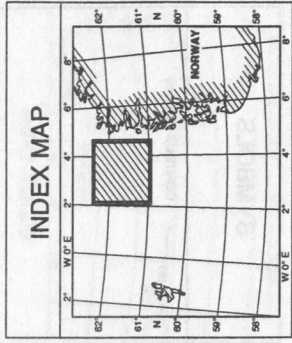


MAP DATA

PROJEKTION: UTM (X 1000)
 SPHEROID: INTERNATIONAL
 CENTRE MERIDIAN: 3° E
 GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
 FALSE NORTHING: 0
 FALSE EASTING: 500000
 FALSE ORIGIN: CM & LAT. 0° 00 N
 GEODETTIC DATUM: EUROPEAN

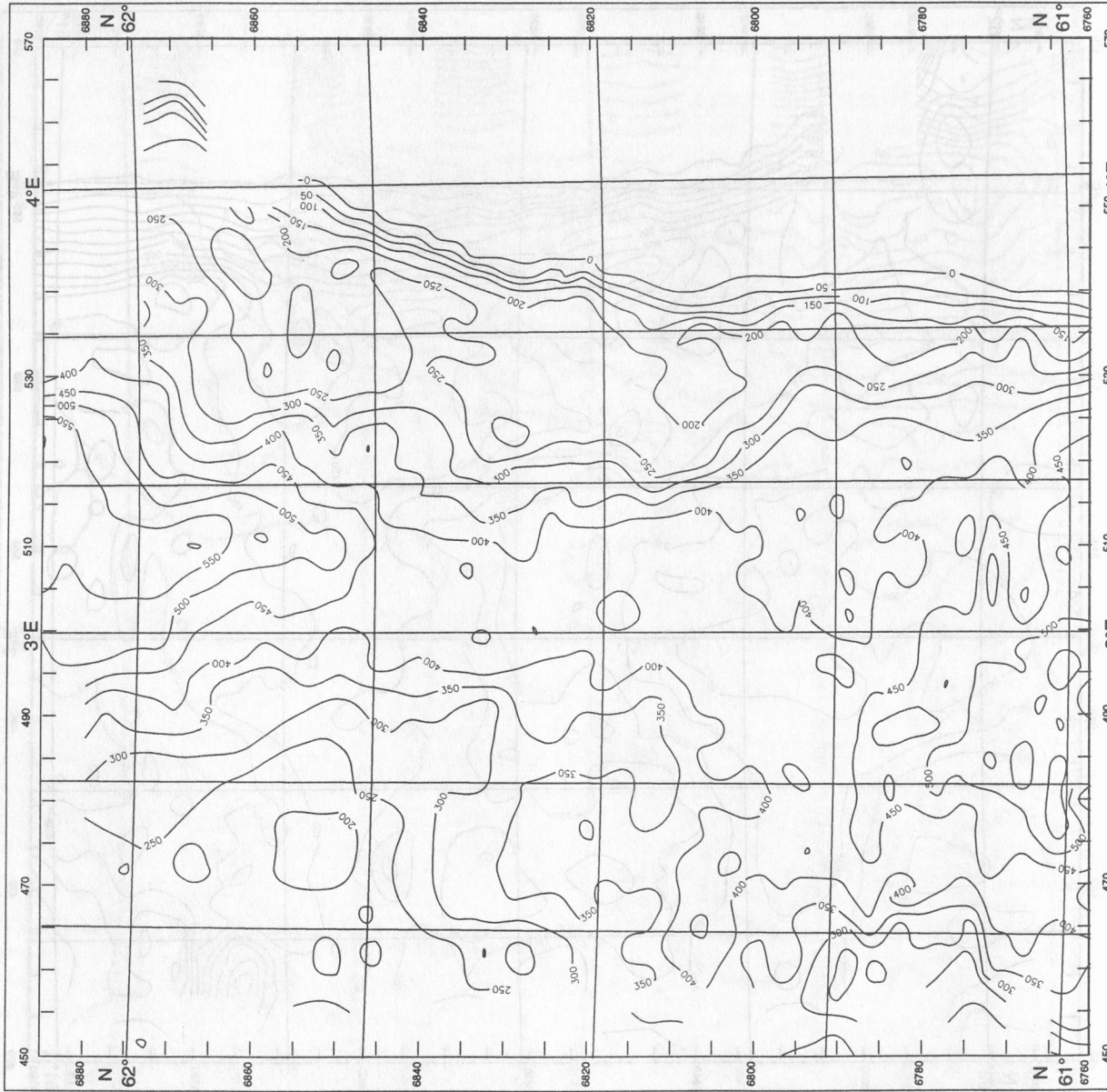
SYMBOLS

CONTOUR LINE [m]



**OLIGOCENE & MIOCENE
 SEQUENCE
 ISOPACH MAP**

SCALE: 1 : 800 000
 AUTHOR: M.W.
 DRAWN BY: DATE:



MAP DATA

PROJEKTION: UTM (X-1000)
 SPHEROID: INTERNATIONAL
 CENTRE MERIDIAN: 3° E
 GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
 FALSE NORTHING: 0
 FALSE EASTING: 500000
 FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00' N
 GEOIDETIC DATUM: EUROPEAN

SYMBOLS

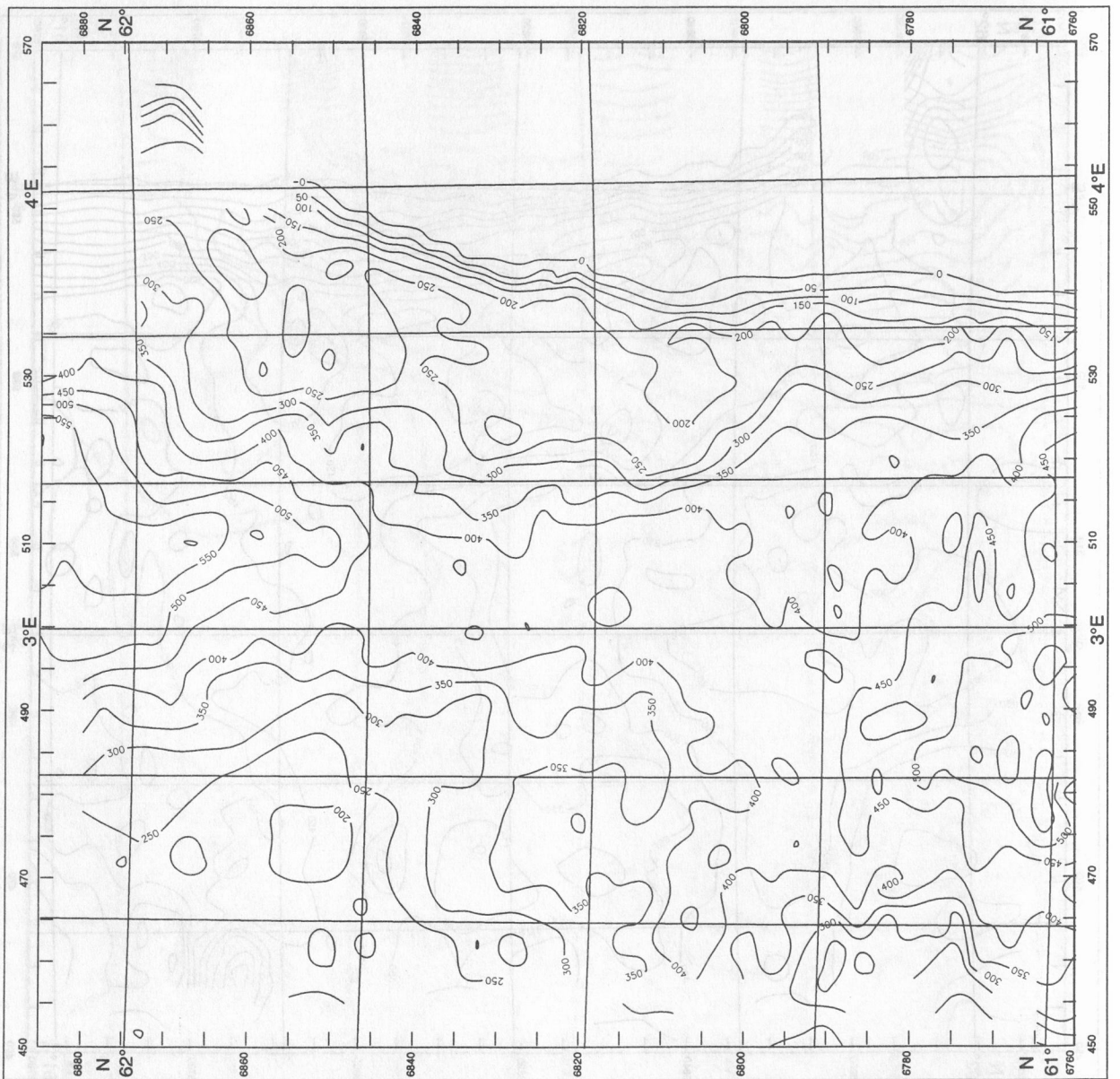
CONTOUR LINE (m)

INDEX MAP


INDEX MAP

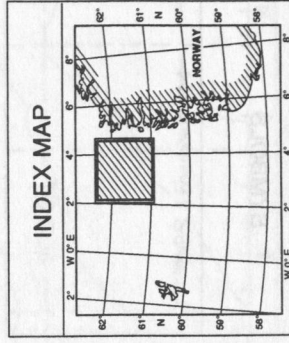
**OLIGOCENE & MIOCENE
 SEQUENCE
 ISOPACH MAP**

SCALE: 1 : 800 000
 DRAWN BY: R.K.
 AUTHOR: M.W.
 DATE: 31.08.92

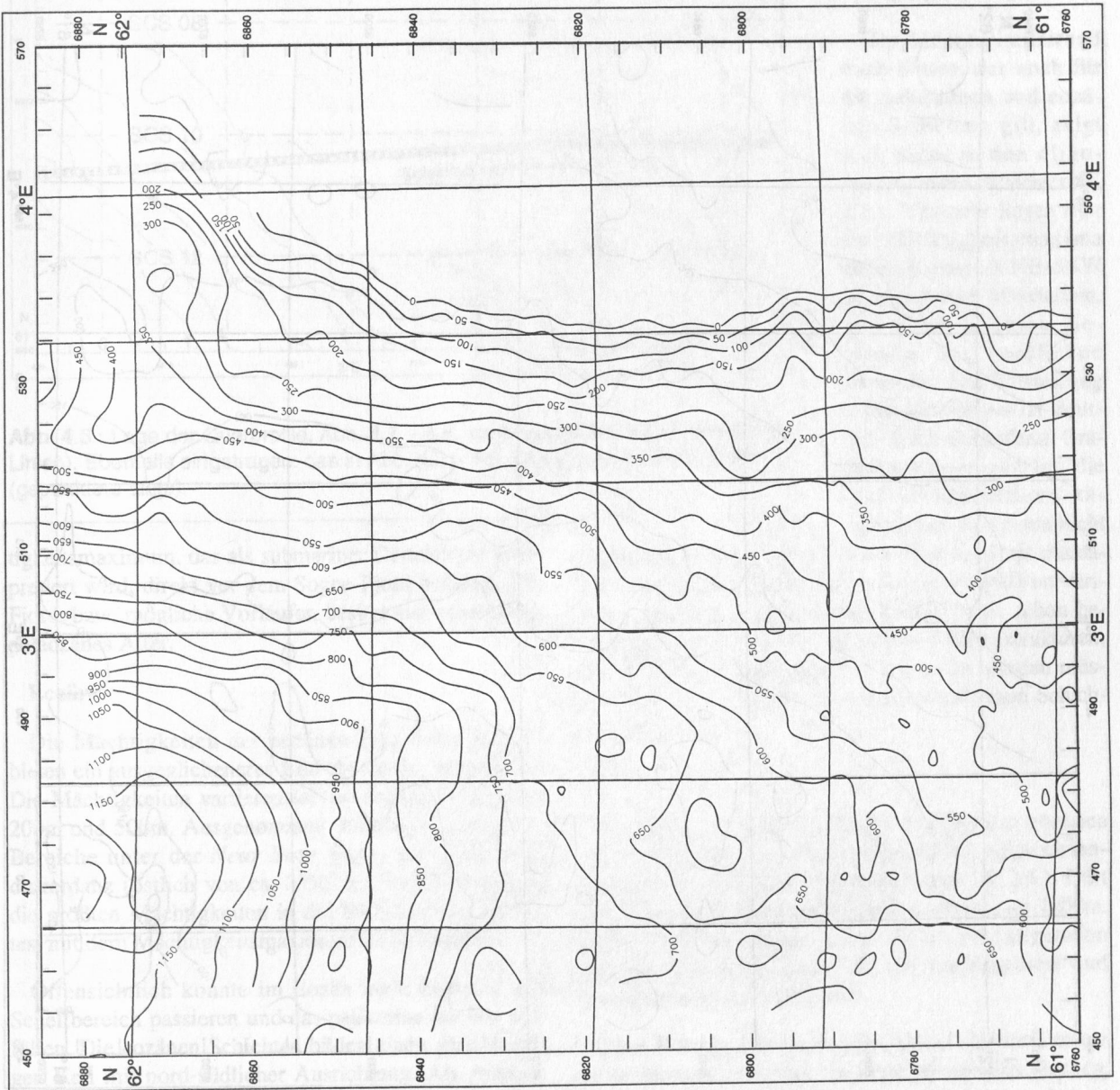


MAP DATA	
PROJEKTION: UTM (X, 1000)	
SPHEROID: INTERNATIONAL	
CENTRE MERIDIAN: 3° E	
GRID SYSTEM: UTM ZONE 31	
FALSE NORTHING: 0	
FALSE EASTING: 500000	
FALSE ORIGIN: CM & LAT. 00 N	
GEOIDETIC DATUM: EUROPEAN	

SYMBOLS	
	CONTOUR LINE [m]



PLIOCENE SEQUENCE ISOPACH MAP	
SCALE: 1 : 800 000	AUTHOR: M.W.
DRAWN BY: R.K.	DATE: 31.08.92

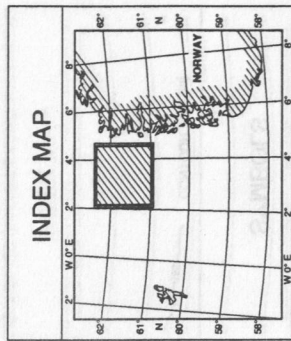


MAP DATA

PROJEKTION: UTM (X 1000)
 SPHEROID: INTERNATIONAL
 CENTRE MERIDIAN: 3° E
 GRID SYSTEM: UTM ZONE 31
 FALSE NORTHING: 0
 FALSE EASTING: 500000
 FALSE ORIGIN: CM & LAT 0° 00' N
 GEODETTIC DATUM: EUROPEAN

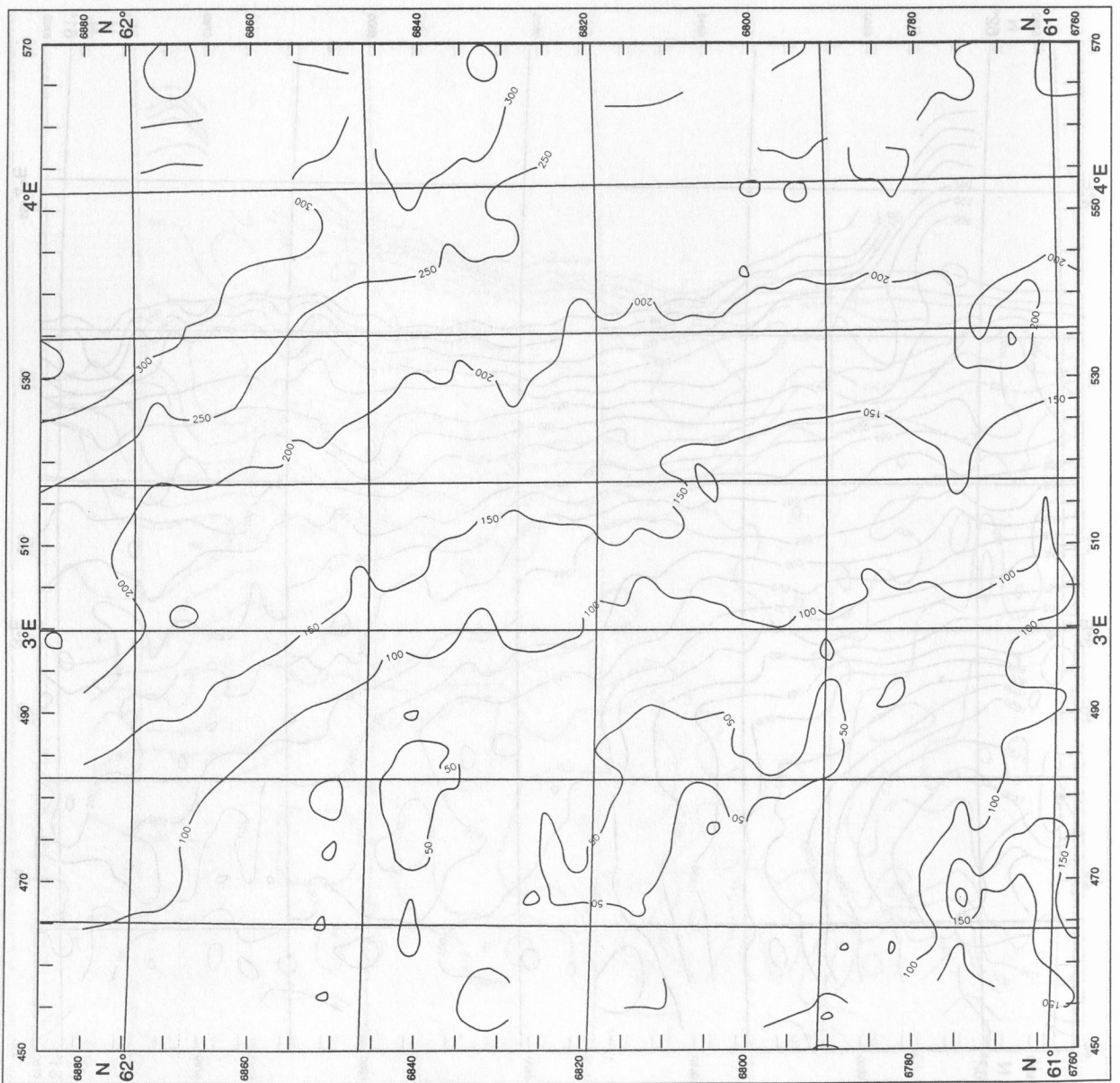
SYMBOLS

CONTOUR LINE [m]



QUATERNARY SEQUENCE ISOPACH MAP

SCALE: 1 : 800 000
 AUTHOR: M.W.
 DRAWN BY: R.K.
 DATE: 31.08.92



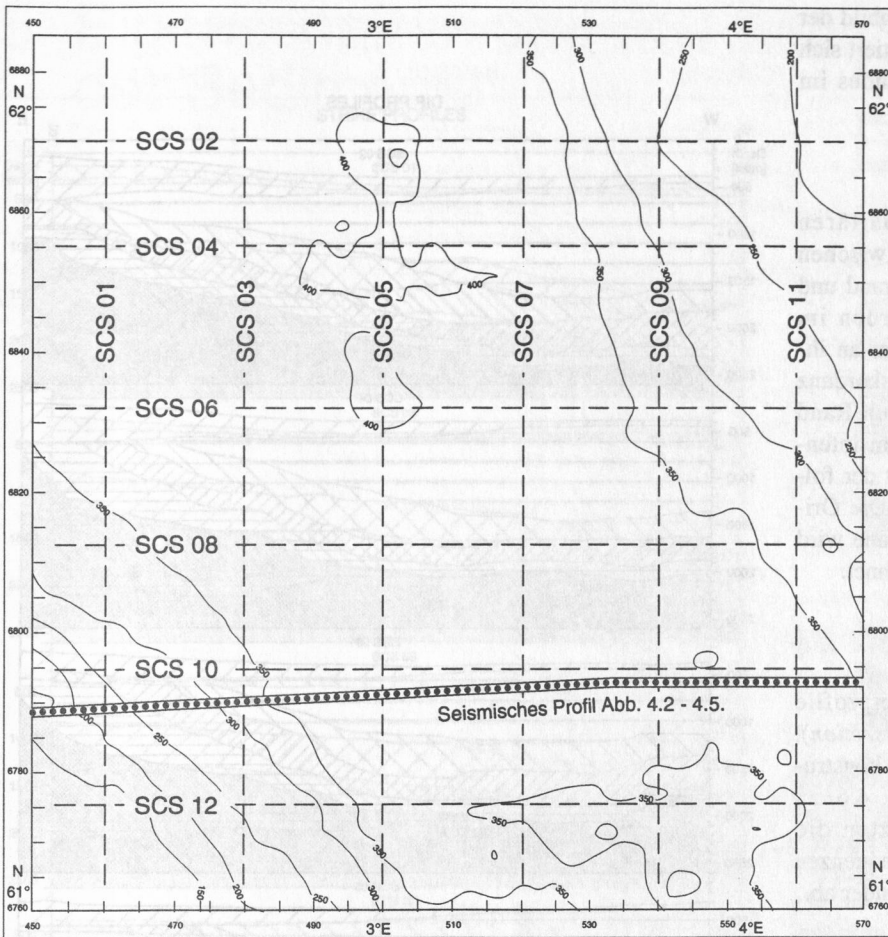


Abb. 4.6.: Lage der Querprofile, Abb. 4.7. - 4.8., im Arbeitsgebiet (SCS, gestrichelte Linien). Ebenfalls eingetragen: das in Abb. 4.2. - 4.5. gezeigte seismische Profil (gepunktete Linie).

tigkeitsmaximum, das als submariner Deltakörper interpretiert wird, direkt vor dem Sogne-Fjord befindet. Der Fjord, bzw. mögliche Vorläufer, besitzt also mindestens paläozänes Alter.

Eozän

Die Mächtigkeiten der eozänen Schichten (K 2.2.) bieten ein ausgeglicheneres Bild als die paläozänen. Die Mächtigkeiten variieren im wesentlichen zwischen 200m und 500m. Ausgenommen davon sind wieder die Bereiche unter der *Near Base Quaternary* Erosionsdiskordanz (östlich von ca. 3°50' E). Insgesamt liegen die größten Mächtigkeiten in der Südhälfte des Gebietes, mit dem Mächtigkeitsmaximum im Südwesten.

Offensichtlich konnte im Eozän mehr Material den Schelfbereich passieren und das paläozäne Becken auffüllen. Die eozänen Schichten bilden einen gleichmäßigen Keil mit nord-südlicher Ausrichtung. Als Ausnahme fallen die geringeren Mächtigkeiten über der Gul-faks-Struktur ins Auge.

Eine Mächtigkeitsanomalie vor dem Sognefjord ist nicht mehr feststellbar. Wahrscheinlich waren Materialangebot und Transportmechanismen so entwickelt, daß dieses Muster überprägt wurde. Eine Zunahme des Eintrages von Westen (Shetland-Plattform) her käme auch in Frage, läßt sich aber aus den bearbeiteten seismischen Sektionen nicht erkennen.

Oligozän/Miozän

Der Mächtigkeits-trend nach Süden, der noch für die paläozänen und eozänen Schichten gilt, zeigt sich nicht in den oligozän/miozänen Schichten (K 2.3.). Vielmehr liegen hier die Mächtigkeitsmaxima entlang einer NNE-SSW ausgerichteten Mittelachse, mit einer leichten Betonung der nördlichen Bereiche. Die Verteilung dieser Schichten ist deutlich durch die tieferen Grabenstrukturen geprägt, die sich in den älteren känozoischen Schichten nicht

abgebildet haben. Obwohl dieses Bild nicht als dramatisch angesehen werden kann (die Mächtigkeiten variieren zwischen etwa 200 und 550m), ist es schon bemerkenswert, daß die vorgeprägten Grabenstrukturen, die als Hauptabsenkungsgebiete erwartet werden müssen, erst die Verteilung der oligozän/miozänen Schichten bestimmen.

Pliozän

Die pliozäne Sequenz bildet ähnlich der eozänen einen gleichmäßigen Keil, jedoch mit einer Orientierung von Südosten nach Nordwesten (K 2.4.). Dort erreicht die Sequenz Mächtigkeiten von bis zu 1200m. Diese Tatsache und die interne Reflektorkonfiguration belegen eine Umorientierung der Liefergebiete und Transportwege nach Südosten.

Zum Eintrag vom skandinavischen Festland treten große Mengen umgelagerten Materials aus dem Becken, die mit großer Geschwindigkeit in das Untersuchungsgebiet und darüber hinaus transportiert wurden. Die

pliozäne Sequenz liefert kein Abbild der tieferen Riftstrukturen, sie orientiert sich am Verlauf des Kontinentalrandes im Nordwesten.

Quartär

Die Mächtigkeiten der quartären Schichten (K 2.5.) variieren zwischen 450m am nordöstlichen Kartenrand und 50m am westlichen. Sie werden im wesentlichen durch die Tiefe der an ihrer Basis liegenden Erosionsdiskordanz bestimmt. Diese Erosion war am Rand zum skandinavischen Schild am intensivsten, dort ist die Mächtigkeit der folgenden Schichten am größten. Die Orientierung der Norwegischen Rinne wird durch die Isopachen nachgezeichnet.

4.3. Querprofile

Abb. 4.7., 4.8. zeigen Querprofile (SCS: stratigraphic cross section), die aus den Mächtigkeitskarten konstruiert wurden. Ihre Lage ist Abb. 4.6. zu entnehmen. Die Profile setzen die Mächtigkeitsentwicklung der Sequenzen räumlich und zeitlich gegeneinander ab.

SCS 02 bis 12 zeigen deutlich die Verschiebung der Depotzentren von Südosten im Paläozän nach Nordwesten im Pliozän. Paläozäne und eozäne Sequenz zeigen abnehmende Mächtigkeiten von Süden nach Norden. Für die oligozän/miozäne Sequenz wird deutlich, daß ihr Top am stärksten im Südosten des Arbeitsgebietes erodiert wurde. Dort keilt die Sequenz aus. Die Mächtigkeit der pliozänen Sequenz zeigt einen akzentuiert gegenläufigen Trend zur paläozänen und eozänen Sequenz. Sie besitzt im Nordwesten eine fast doppelt so große Mächtigkeit wie im Südwesten.

Während das Profil SCS 01 die Rolle der Gulfaks-Struktur für die paläozäne und eozäne Sequenz verdeutlicht, zeigen die übrigen Profile im Streichen besonders deutlich die bereits oben beschriebene Entwicklung der Mächtigkeiten der Sequenzen in Nord-Süd-Richtung. Darüber hinaus bilden SCS 09 und SCS 11 die Erosionsereignisse an der Basis der pliozänen und der quartären Sequenz ab. Erstere ergriff bereits Teile der älteren Sequenzen in Küstennähe.

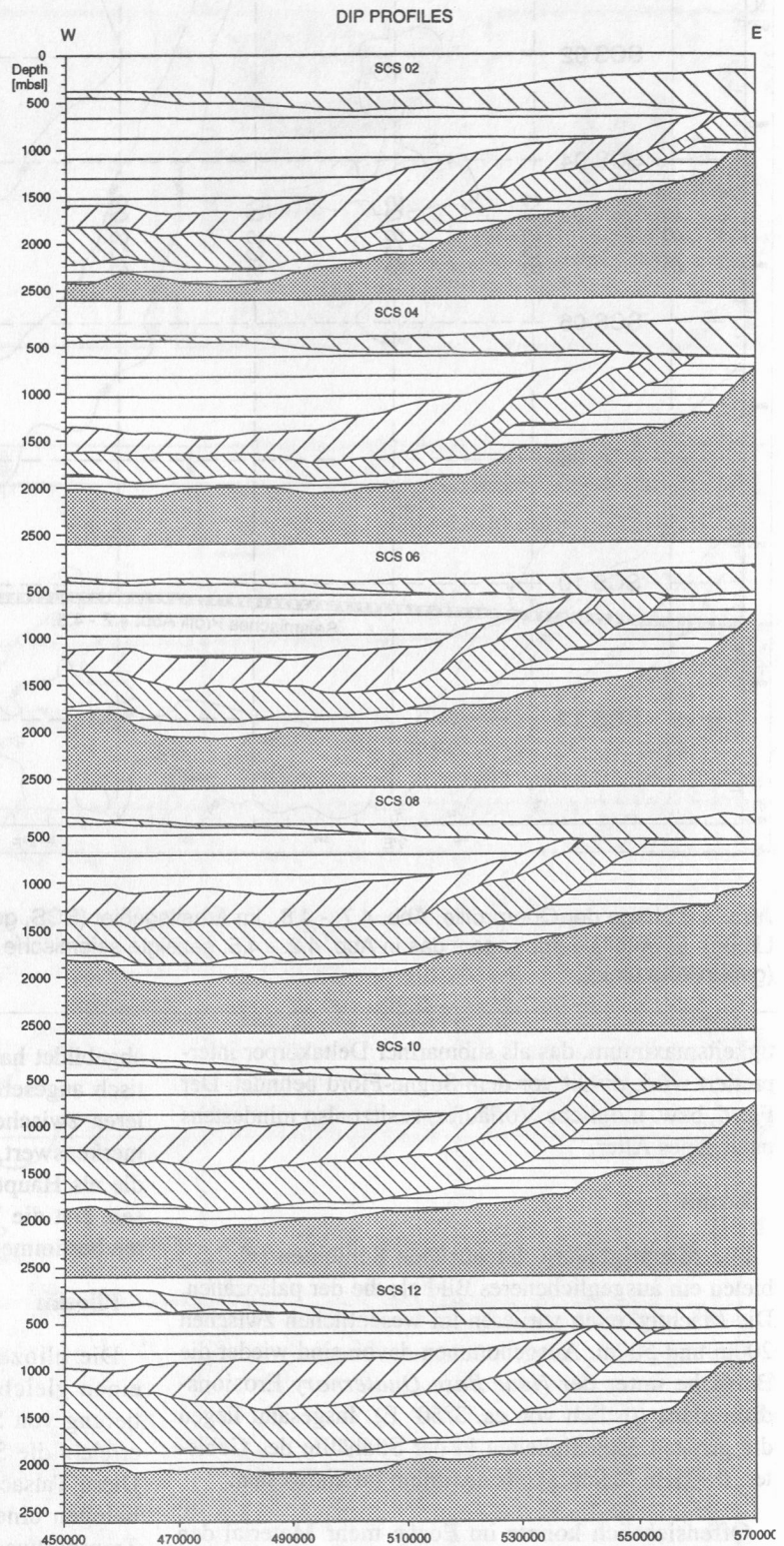
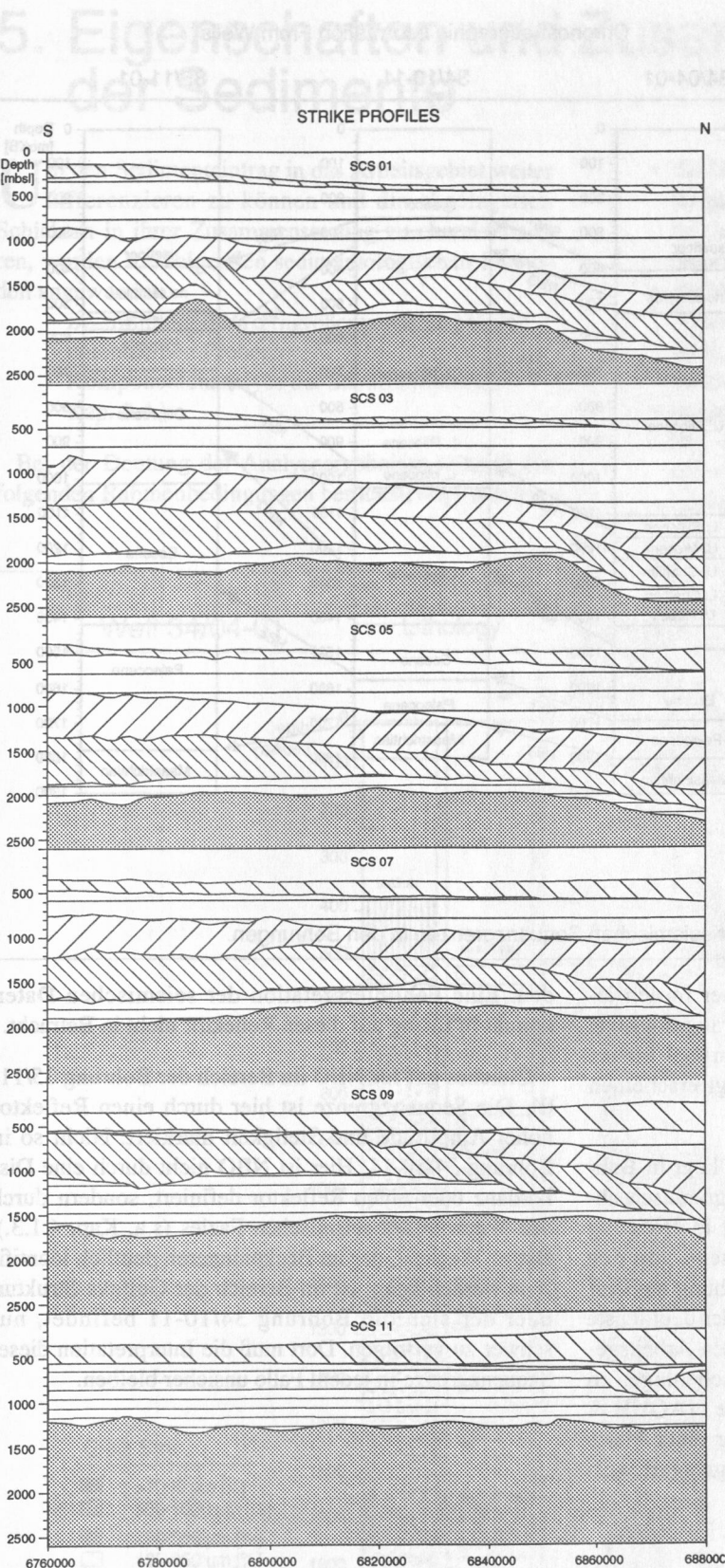


Abb. 4.7.: Querprofile im Fallen der Schichten, aus den Mächtigkeitskarten konstruiert. Lokation: siehe Abb. 4.6., Legende: nächste Seite.



Quaternary Sequence

Pliocene Sequence

Oligocene/Miocene Sequence

Eocene Sequence

Paleocene Sequence

Pre-Tertiary Rocks

4.3. Chronostratigraphische Kontrolle der Sequenzgrenzen

Unter Kap. 2.3. wurde bereits auf den informellen Charakter der Namensgebung (z.B. "Nähe Basis Pliozän") der seismischen Sequenzgrenzen eingegangen. Sie wurde vor allem auf Basis der WDSS und vorläufiger Einstufungen der Schichten gewählt. In diesem Abschnitt wird die chronostratigraphische Stellung der Sequenzgrenzen vorgestellt und diskutiert. Da seismische Sequenzgrenzen als isochron betrachtet werden, müßte ihnen, im Rahmen der durch die angewendeten Methoden bestimmten Fehler, in den Bohrungen jeweils das gleiche Alter zugewiesen werden können.

Die angesprochenen Fehler ergeben sich aus der seismischen Auflösung, die bestenfalls etwa 20m beträgt und der Genauigkeit, mit der sich eine Sequenzgrenze auf der Sektion anreißen läßt (hier etwa entsprechend 10m). Eine Fehlerquelle seitens der Biostratigraphie ist die Verschleppung jüngeren Materials in tiefere Bereiche durch Nachfall beim Bohrvorgang. Abb. 4.9. zeigt schematisch die Lage der Sequenzgrenzen tiefengewandelt in Bohrungen, die von einer seismische Sektion geschnitten werden. Im Falle 35/11-01 liegt die entsprechende Sektion jedoch etwa 1.3km entfernt. Diese Darstellung

Abb. 4.8.: Querprofile im Streichen der Schichten, aus den Mächtigkeitskarten konstruiert. Lokation: siehe Abb. 4.6.

Chronostratigraphic Information From Wells

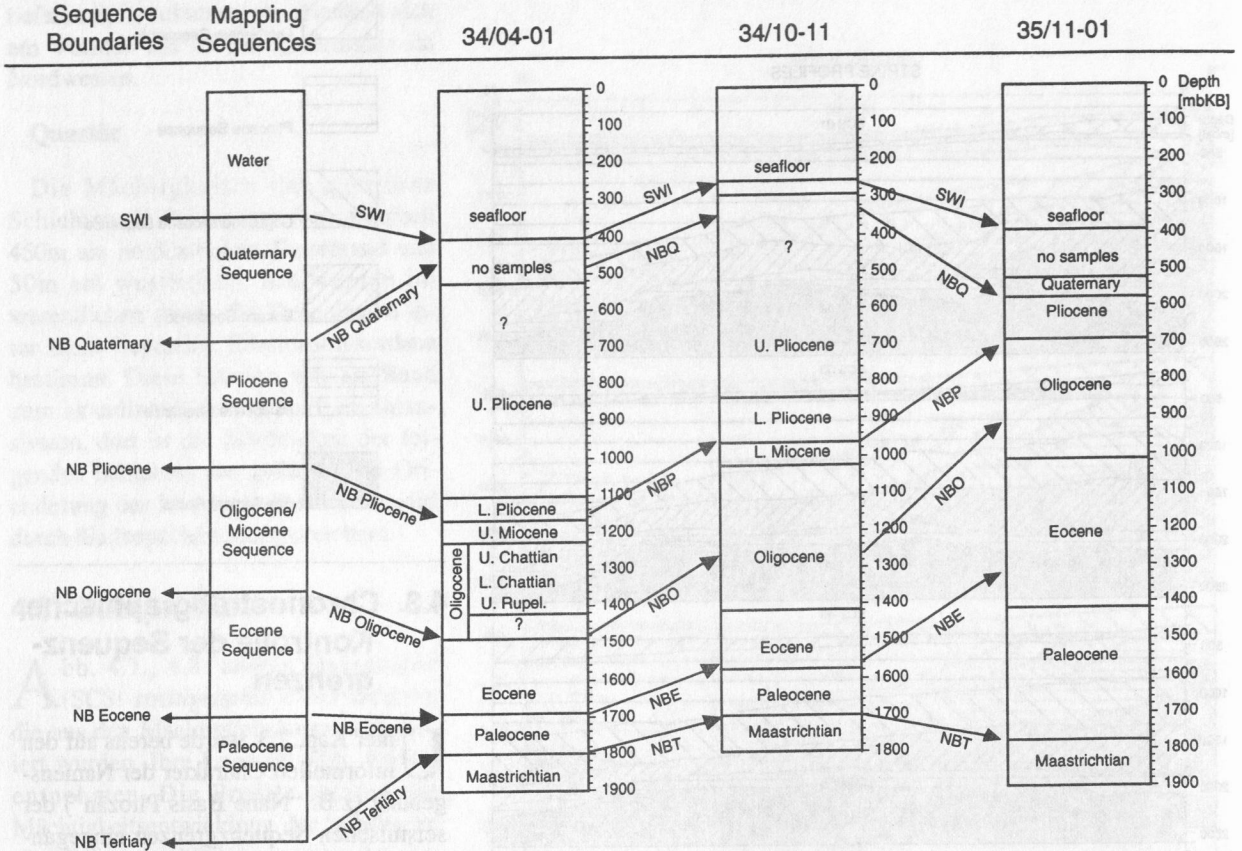


Abb. 4.9.: Chronostratigraphische Lage der seismischen Sequenzgrenzen in den Bohrungen.

zeigt, daß den Sequenzgrenzen fast immer in den jeweiligen Bohrungen die gleiche chronostratigraphische Stellung zugeordnet werden kann, die darüber hinaus auch die Namensgebung als gerechtfertigt erscheinen läßt.

In drei Fällen trifft dies nicht zu: NBO liegt in Bohrung 34/10-11 und 35/11-01 chronostratigraphisch abweichend von 34/04-01 und NBE liegt in Bohrung 35/11-01 chronostratigraphisch abweichend von den beiden anderen. Die letztgenannte Abweichung muß auf Nachfall zurückgeführt werden. NBE ist der deutlichste und kontinuierlichste Reflektor im gesamten Arbeitsgebiet. Er geht zurück auf vulkanische Aschenlagen in oberpaläozänen Sedimenten der Nordsee (JAQUÉ & THOUVENIN 1975), die unmittelbar vor einer Phase der Nichtsedimentation (s. Kap. 3.3.) abgelagert wur-

den. Eine Fehlinterpretation der seismischen Daten kommt in Bezug auf diesen Reflektor nicht in Betracht.

Gleiches gilt für NBO im Bereich der Bohrung 35/11-01. Die Sequenzgrenze ist hier durch einen Reflektor hoher Amplitude und Stetigkeit markiert. Nicht so in Bohrung 34/10-11. Hier ist NBO nicht durch eine Diskordanz oder einen Reflektor definiert, sondern durch den Wechsel der seismischen Fazies (s.a. Kap. 4.1.3.). Dieser Wechsel, der im Beckeninneren deutlich identifiziert werden kann, ist im Bereich der Gulfaks-Struktur, über der sich die Bohrung 34/10-11 befindet, nur schwer zu verfolgen. Dort muß die Interpretation dieser Sequenzgrenze in jedem Falle unsicher bleiben.

5. Eigenschaften und Zusammensetzung der Sedimente

Um den Sedimenteintrag in das Arbeitsgebiet weiter differenzieren zu können und die abgelagerten Schichten in ihrer Zusammensetzung zu charakterisieren, wurden die folgenden sedimentologischen Methoden angewendet:

- Bestimmung der Korngrößenverteilung in den untersuchten Proben;
- Komponentenanalyse der Sandfraktion (s.a. Kap. 2.4.).

Bei der Deutung der Analyseergebnisse müssen die folgenden Rahmenbedingungen berücksichtigt werden:

- die Gefahr der Kontamination der Proben mit jüngerem Material durch Nachfall: entsprechende Unschärfe der Komponentenanalyse und Granulometrie;
- die Verarmung der Proben an tonig-siltigem Material in Lockersedimenten (Verbleib in der Spülung): entsprechende Prägung der granulometrischen Ergebnisse;
- nur teilweiser Aufschluß von Festgesteinsproben: entsprechende Prägung der granulometrischen und komponentenanalytischen Ergebnisse (siehe Kap. 2.4.1.).

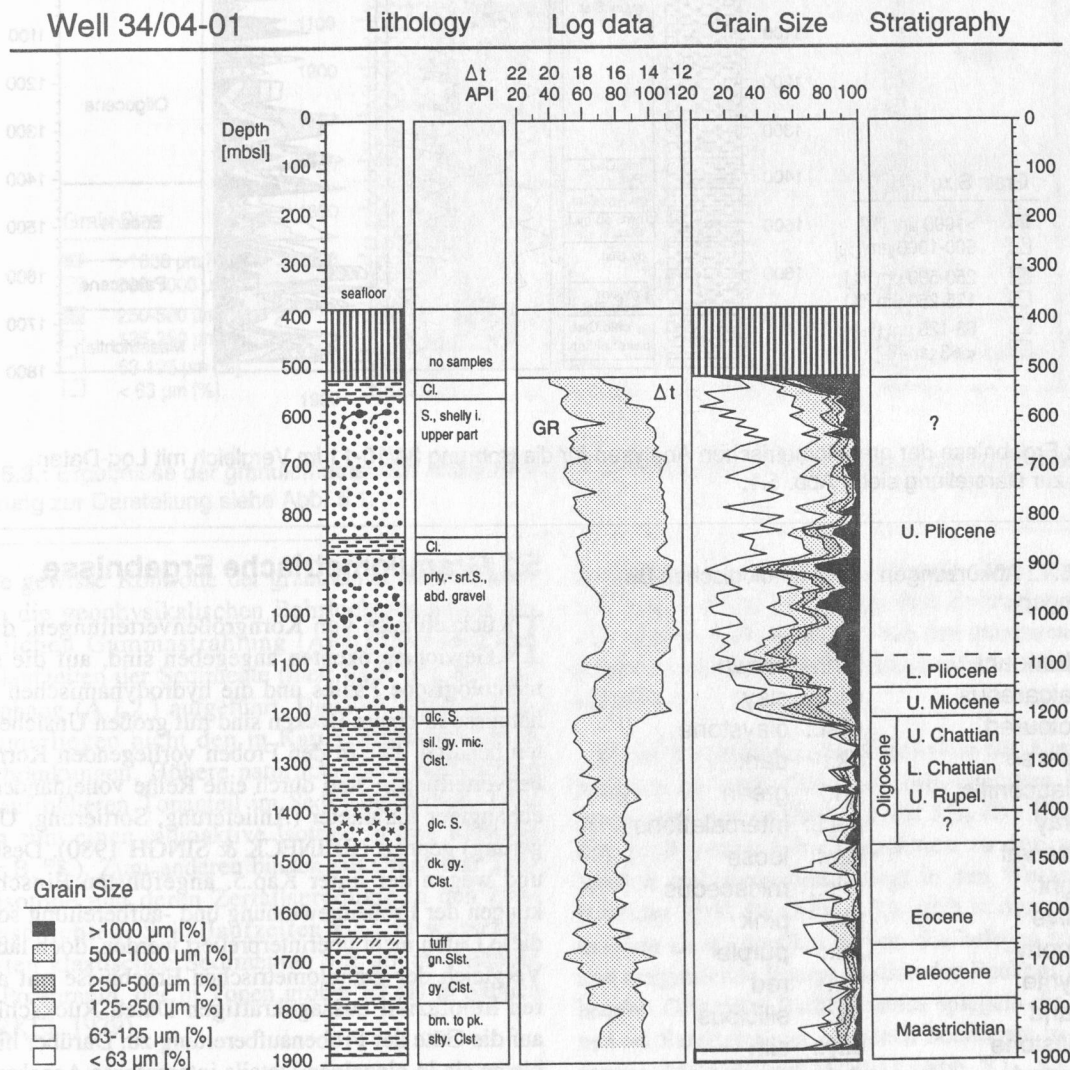


Abb. 5.1.: Ergebnisse der granulometrischen Analysen für die Bohrung 34/04-01 im Vergleich mit Log-Daten. Angaben zur Korngröße in Gewichtsprozent, Angaben der Schallgeschwindigkeit in $\mu\text{s}/\text{ft} \times 10$ (Δt), Angaben der natürlichen Gammastrahlung der Schichten (GR) in API-Einheiten.

Well 34/10-11

Lithology

Log data

Grain Size

Stratigraphy

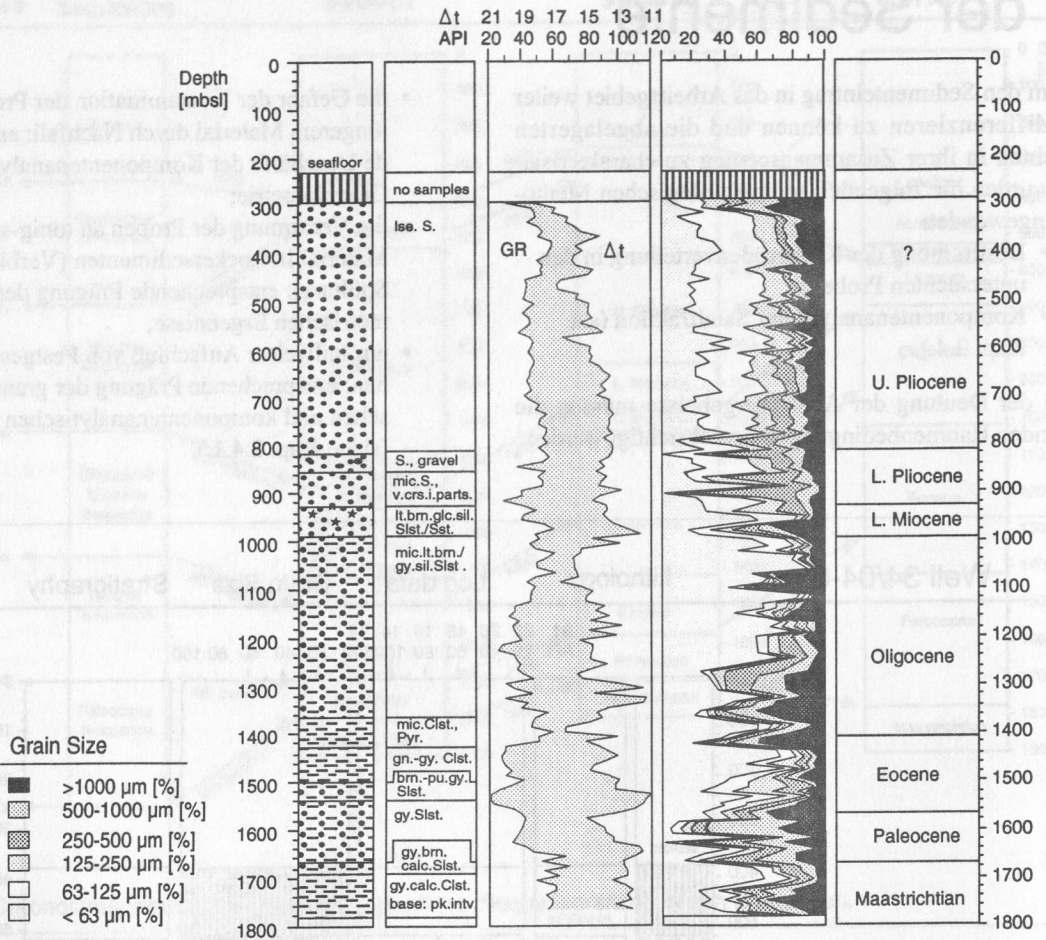


Abb. 5.2.: Ergebnisse der granulometrischen Analysen für die Bohrung 34/10-11 im Vergleich mit Log-Daten. Erklärung zur Darstellung siehe Abb. 5.1.

Tabelle 5.1.: Abkürzungen in den lithologischen Beschreibungen.

abd.: abundant	brn.: brown
calc.: calcareous	Cl.: clay
clrd.: coloured	Clst.: claystone
crs.: coarse	dk.: dark
glc.: glauconitic	gn.: green
gy.: gray	intcl.: intercalations
intv.: interval	lse.: loose
lt.: light	mic.: micaceous
olv.: olive	pk.: pink
prly.: poorly	pu.: purple
Pyr.: pyrite	rd.: red
S.: sand	sil.: silicious
Slst.: siltstone	slty.: silty
srt.: sorted	Sst.: sandstone
v.: very	w.: with
wh.: white	

5.1 Granulometrische Ergebnisse

Rückschlüsse von Korngrößenverteilungen, die in Gewichtsprozenten angegeben sind, auf die sedimentologische Fazies und die hydrodynamischen Verhältnisse in einem Becken sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Die in den Proben vorliegenden Korngrößenverteilungen sind durch eine Reihe voneinander unabhängiger Parameter (Anlieferung, Sortierung, Umlagerung) geprägt (REINECK & SINGH 1980). Deshalb, und wegen der unter Kap.5. angeführten Einschränkungen der Probengewinnung und -aufbereitung sollten diese Daten nicht überinterpretiert werden, doch läßt ein Vergleich der granulometrischen Ergebnisse mit anderen lithofaziell aussagekräftigen Daten Rückschlüsse auf die Güte der Probenaufbereitung zu. Darüber hinaus bieten sie in einzelnen Details interessante Aspekte, die im folgenden ebenfalls angesprochen werden.

Well 35/11-01

Lithology

Log data

Grain size

Stratigraphy

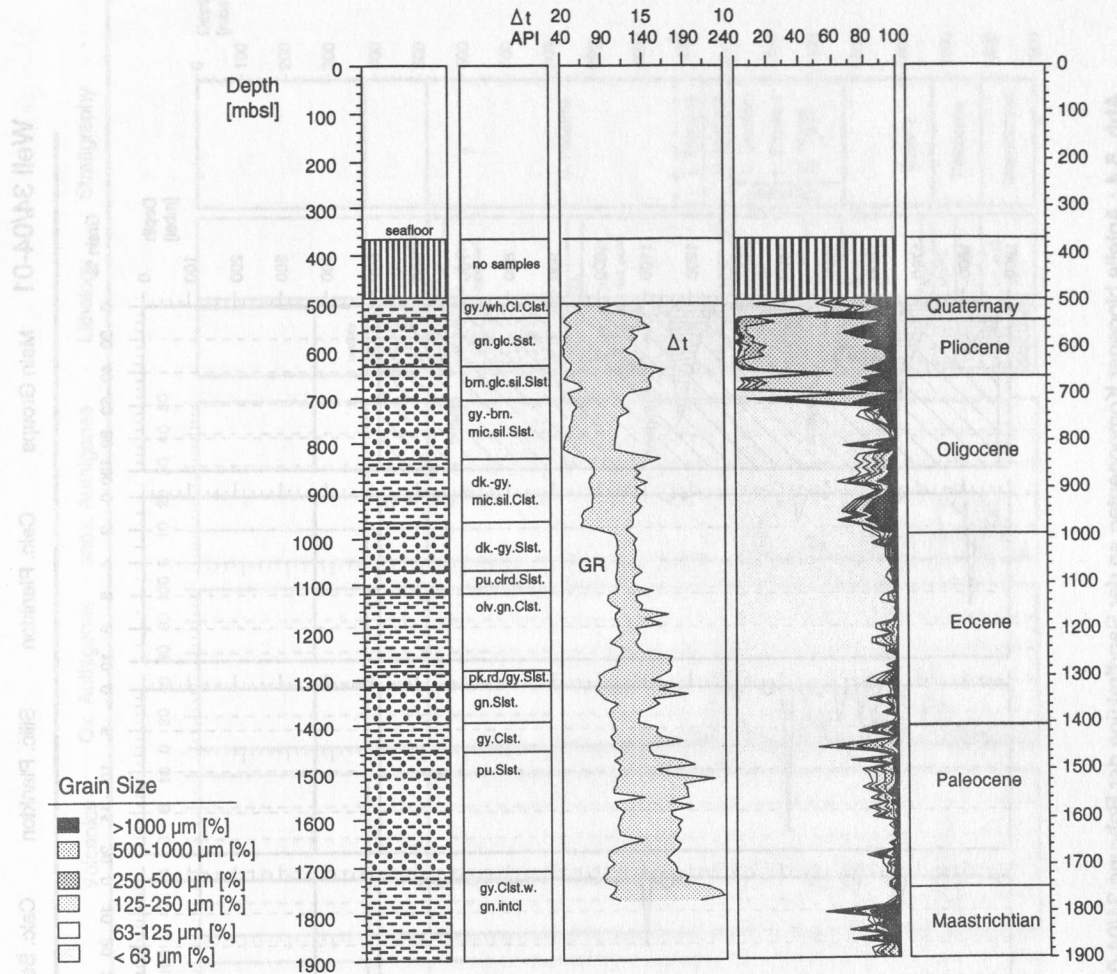


Abb. 5.3.: Ergebnisse der granulometrischen Analysen für die Bohrung 35/11-01 im Vergleich mit Log-Daten. Erklärung zur Darstellung siehe Abb. 5.1.

Eine gewisse Kontrolle der granulometrischen Daten bieten die geophysikalischen Bohrlochmessungen der natürlichen Gammastrahlung (API-Einheiten) und Schallaufzeiten der Sedimente (hier: $\mu\text{s} \times \text{ft}^{-1}$). Sie sind im Anhang (A.1.2.) aufgeführt. Diese in situ-Messungen unterliegen nicht den in Kap.5. angesprochenen Einschränkungen. Höhere natürliche Gammastrahlung geht auf höheren Tonanteil im Sediment zurück. Tone bauen zum einen radioaktive Isotope in ihre Kristalle ein (z.B. ^{40}K). Zum anderen binden sie Uran- und Thoriumisotope und deren Zerfallsprodukte in den Zwischenschichten. Schallaufzeiten sind in wassergesättigten klastischen Sedimenten vor allem abhängig vom Porenraum, der in Tonen größer ist als in Sanden (MERKEL 1979).

Dort, wo Korngrößenanalyse einerseits und Logging-Daten andererseits gleichsinnige Veränderungen zeigen, wird hier davon ausgegangen, daß die Ergebnisse der Granulometrie die in den Sedimenten vorliegende

Korngrößenverteilung widerspiegeln. Dies ist generell, z.T. sogar im Detail, in allen drei Bohrungen der Fall. Die folgenden Rückschlüsse von den gemessenen Korngrößenverteilungen auf die Beckenfazies sind deshalb zulässig.

Zunächst bestätigen die Ergebnisse der Korngrößenanalysen im wesentlichen die lithologischen Beschreibungen der Proben (Abb. 5.1. bis 5.3.). Der Wechsel von den paläogenen Silt-/Tonsteinen zu den neogenen Sanden tritt, besonders belegt in den Werten für die Bohrung 35/11-01 (Abb. 5.3.), auch in den granulometrischen Daten deutlich hervor. Sie belegen eine rapide und tiefgreifende Reorganisation des Beckens im ausgehenden Oligozän. Darüberhinaus spiegeln die Variationen im Sandanteil der neogenen Sedimente in den Bohrungen 34/04-01 und 34/10-11 (Abb. 5.1., 5.2.) die einzelnen Vorschüttungsereignisse der pliozänen Sequenz (s.a. Kap. 4.1.4.) wider. Gipfel in der Prozentkurve der $< 63\mu\text{m}$ Fraktion korrelieren sehr gut ($r: 0.99$) mit den

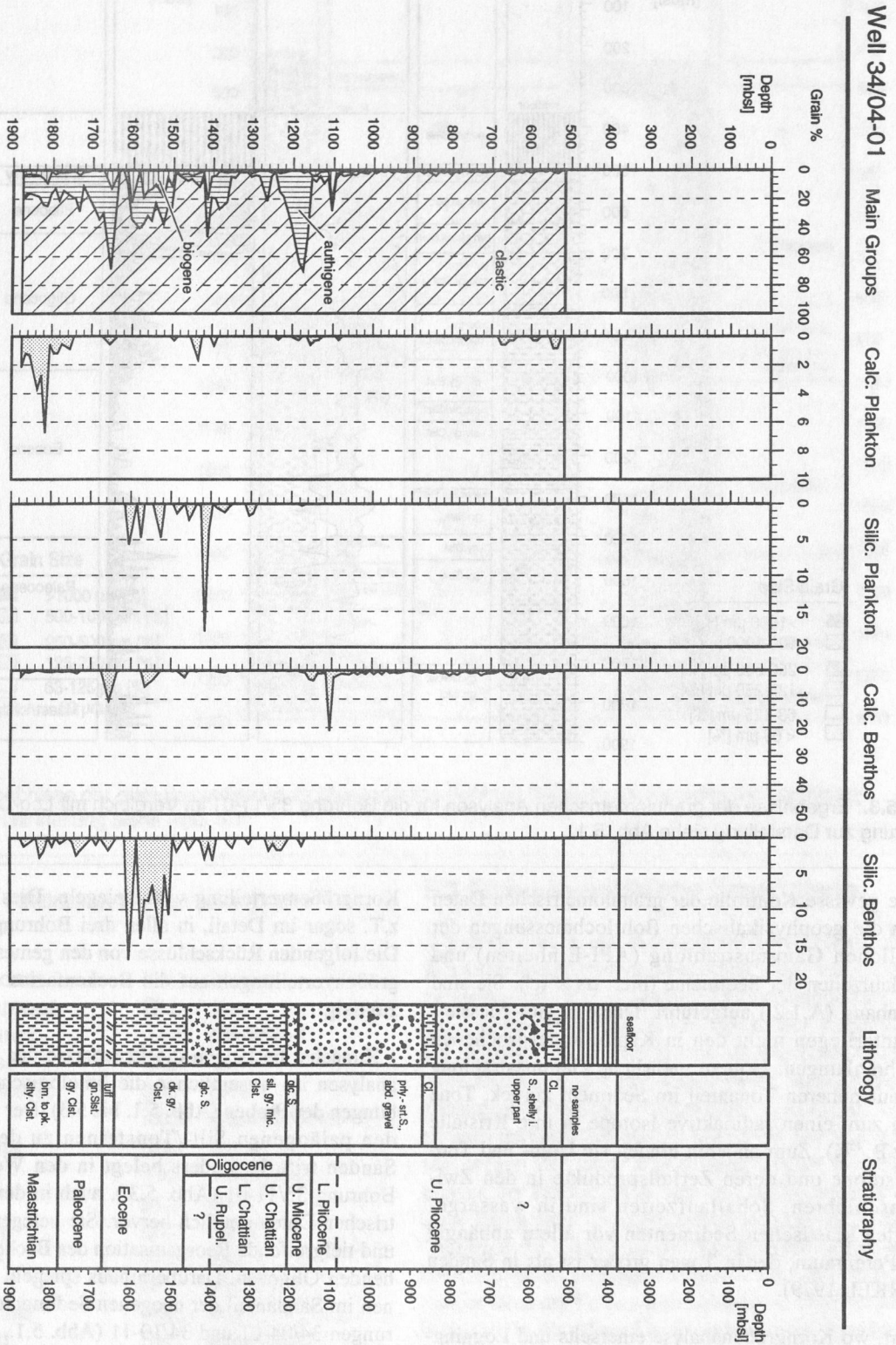


Abb. 5.4.: Anteile biogener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/04-01.

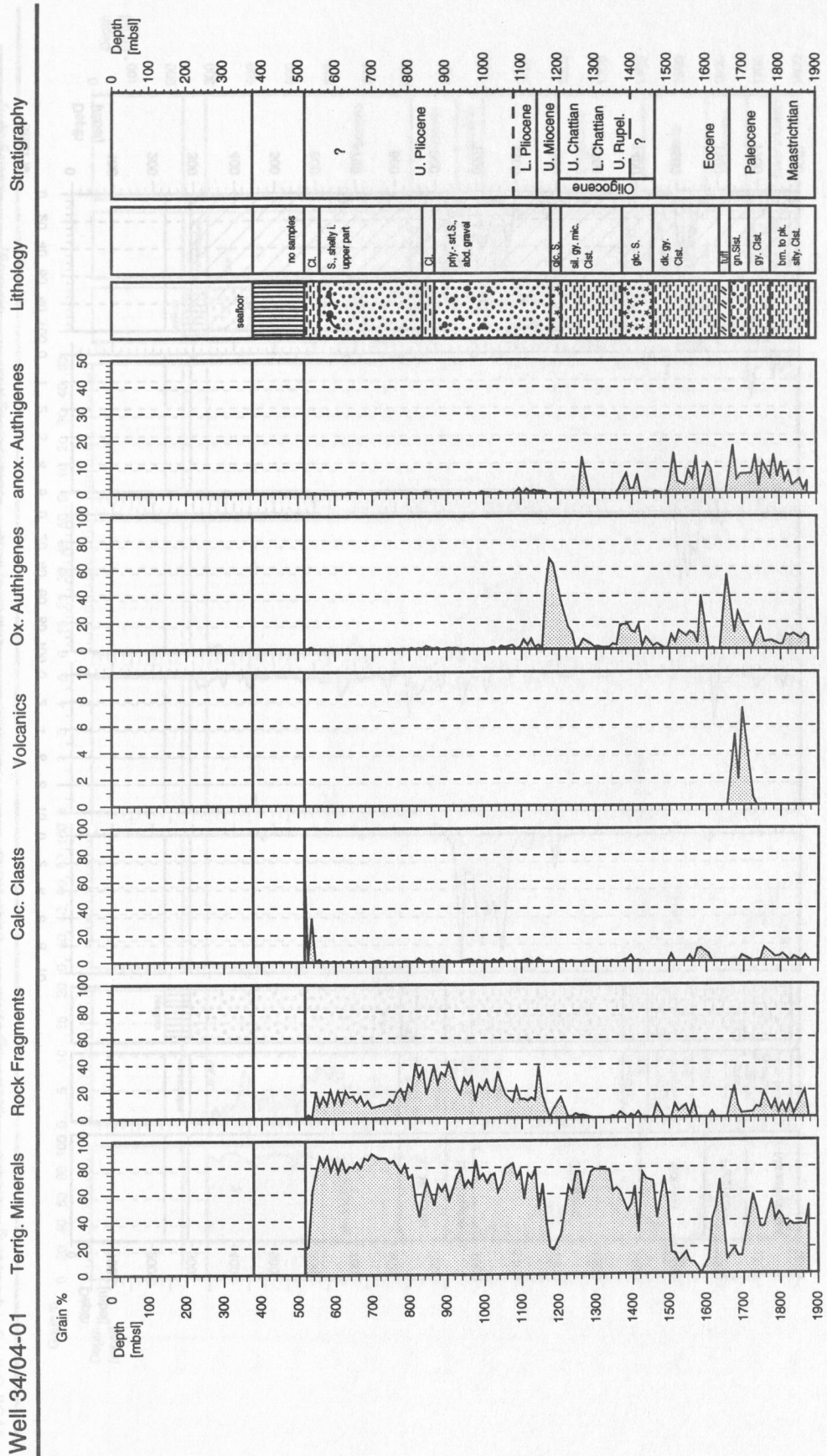


Abb. 5.5.: Anteile terrigener und authigener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/04-01.

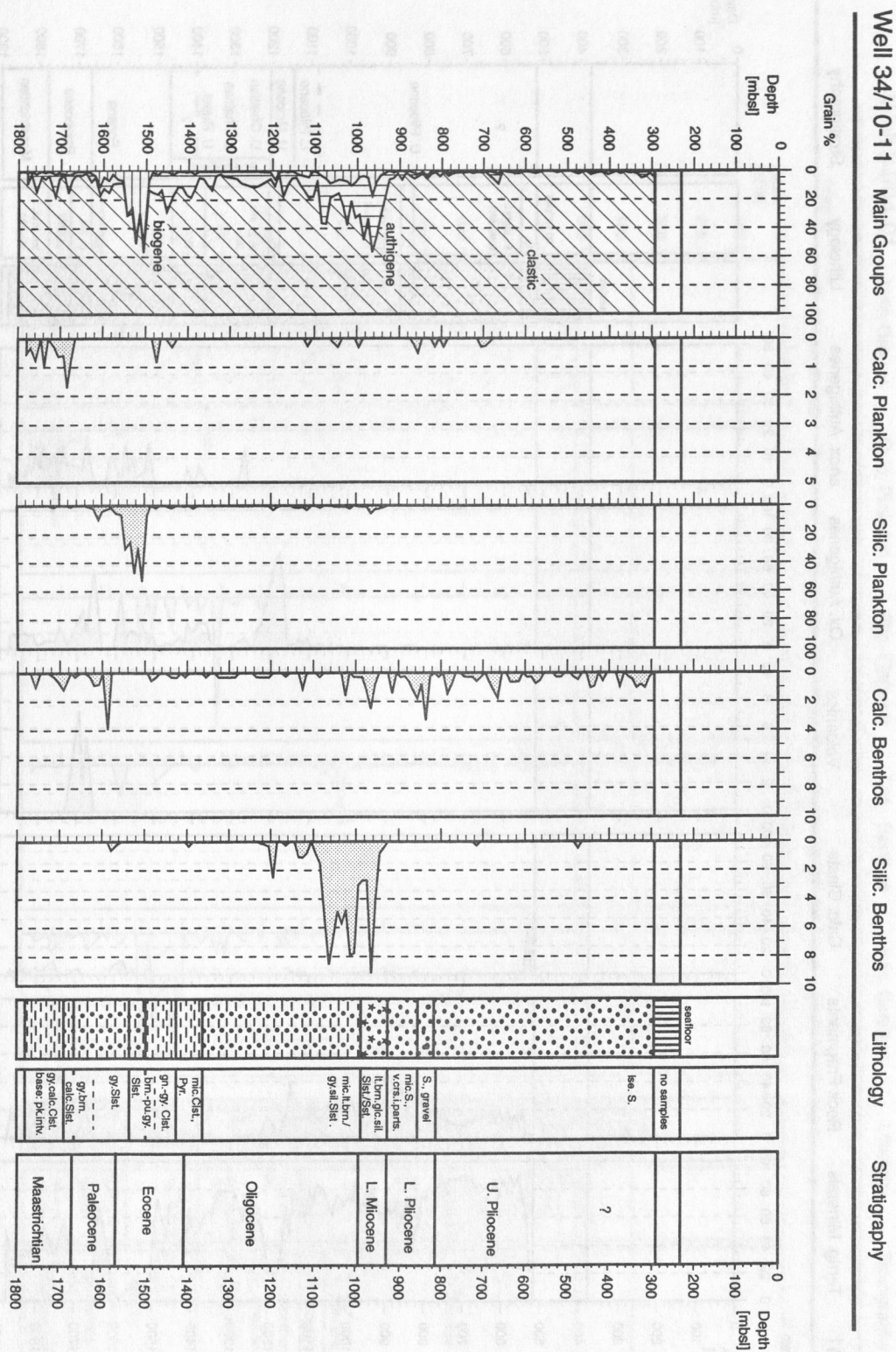


Abb. 5.6.: Anteile biogener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/10-11.

Well 34/10-11

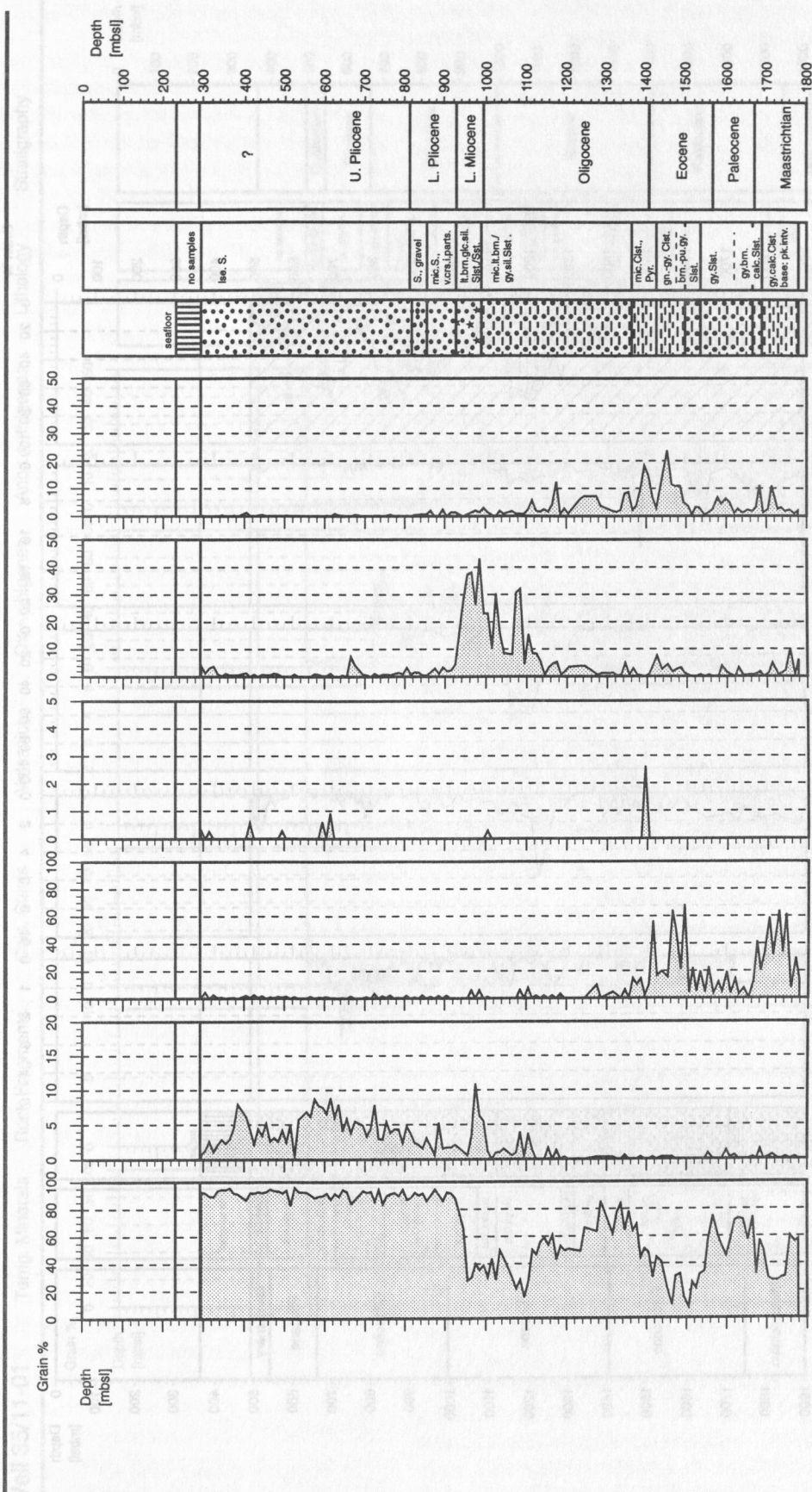


Abb. 5.7.: Anteile terrigener und authigener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/10-11.

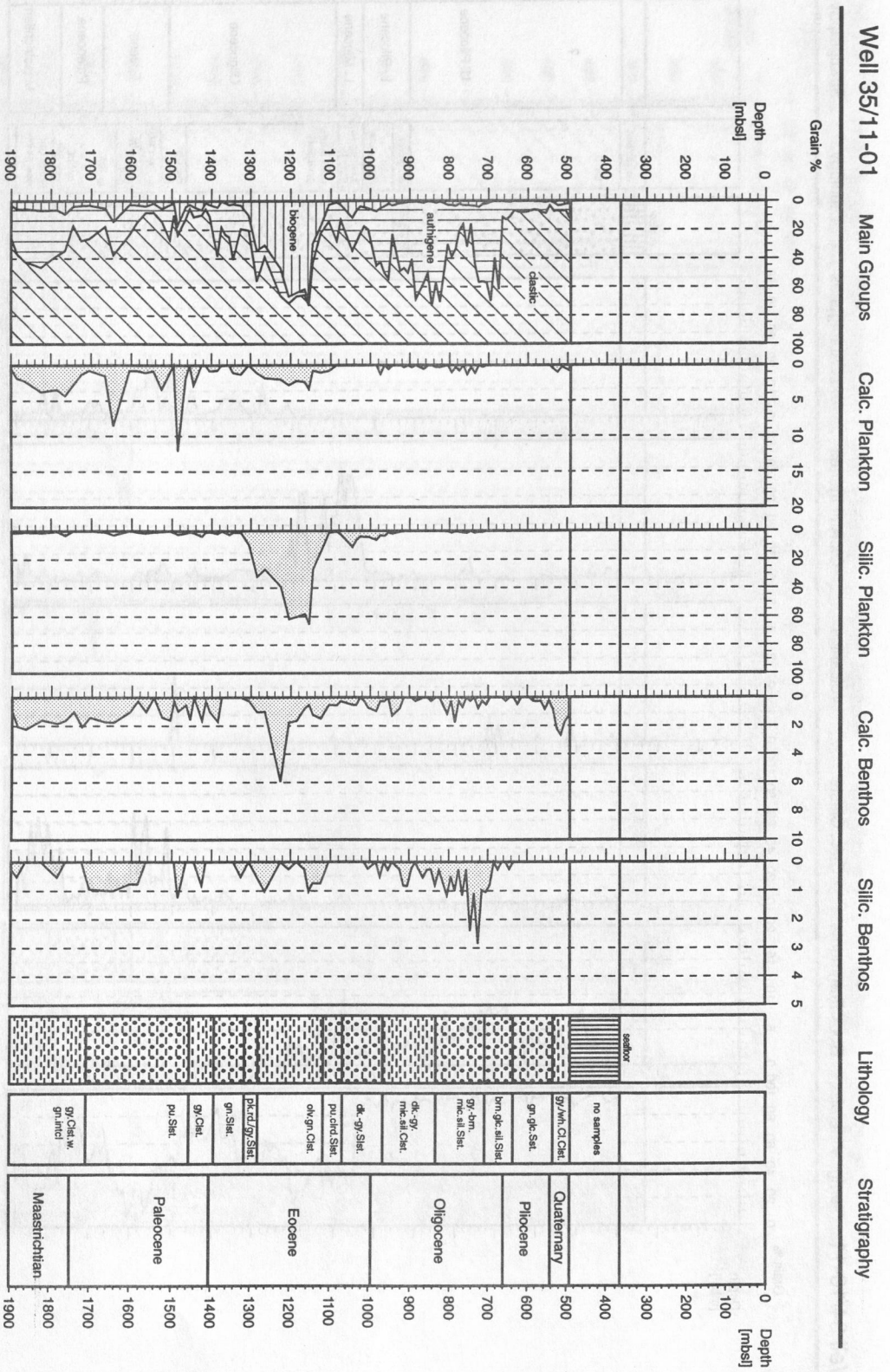


Abb. 5.8.: Anteile biogener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 35/1-01.

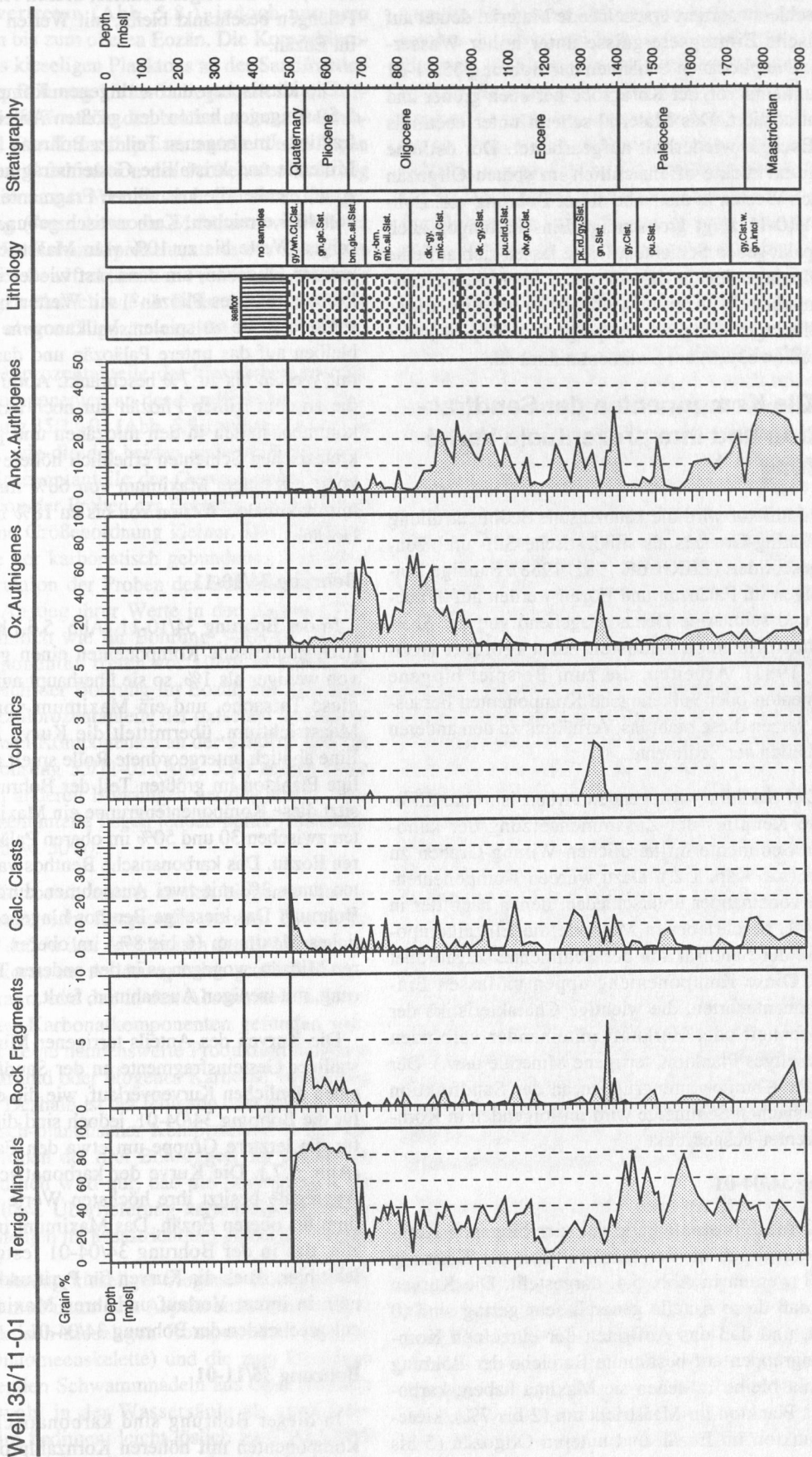


Abb. 5.9.: Anteile terrigener und authigener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 35/11-01.

einzelnen Reflektoren der pliozänen Sequenz. Das grobe, schlecht sortiert erscheinende Material deutet auf episodische Eintragsereignisse unter hoher Wasserenergie. Die pliozänen Schichten der Bohrung 35/11-01 wiederum sind von der Korngröße her noch gröber und sehr gut sortiert. Das Material scheint unter ebenfalls hoher Energie wiederholt aufgearbeitet. Der östliche Beckenrand rückte offensichtlich im späten Oligozän weit nach Westen in die Nähe dieser Bohrung vor. Bohrung 34/10-11 zeigt grobsandige Einschaltungen auch in den paläogenen Schichten. Diese lassen sich auf eine Schwellenlage der Gulfaks-Struktur im frühen Känozoikum zurückführen. Im Oligozän scheint diese Schwellenlage weniger ausgeprägt (s.a. Kap. 4.), der Feinanteil (< 63µm) am Sediment nimmt zu.

5.2. Die Komponenten der Sandfraktion und ihre prozentuale Verteilung

In der Literatur wird die känozoische Sedimentfüllung des Wiking-Grabens als siliklastische Silt- und Tonsteine geschildert (ZIEGLER 1982, 1988). Sandige Einschaltungen im Paläozän und Eozän werden auf Trübestrome und submarine Deltas ausgehend von der Shetland-Plattform nach Südosten zurückgeführt (ROCHOW 1981). Arbeiten, die zum Beispiel biogene Komponenten oder vulkanogene Komponenten herausgreifen, setzen diese nicht ins Verhältnis zu den anderen Bestandteilen der Sedimente.

Ein Ziel der hier vorliegenden Arbeit ist, eine differenzierte Kenntnis der Zusammensetzung der känozoischen Sedimente im nördlichen Wiking-Graben zu erlangen (s.a. Kap. 1.2.). Dazu wurden Komponentengruppen voneinander unterschieden, denen nach der in Kap. 2.4.1. beschriebenen Methode die Einzelkomponenten in der Sandfraktion des Sedimentes zugeordnet wurden. Diese Komponentengruppen umfassen Einzelkomponentenarten, die wichtige Charakteristika der Beschaffenheit oder Herkunft miteinander verbinden (z.B. kieseliges Plankton, terrigene Minerale usw.). Der Anteil der Komponentengruppen an der Sandfraktion der untersuchten Sedimente wird im folgenden in Kornzahlprozenten ausgedrückt.

Bohrung 34/04-01

Die Kornzahlprozentanteile der vier biogenen Komponentengruppen an der Sandfraktion der Bohrung 34/04-01 werden in Abb. 5.4. dargestellt. Die Kurven zeigen, daß diese Anteile generell sehr gering sind (0 bis 3%), und daß das Auftreten der einzelnen Komponentengruppen auf bestimmte Bereiche der Bohrung beschränkt bleibt, in denen sie Maxima haben: karbonatisches Plankton im Maastrichtium (2 bis 7%), kieseliges Plankton im Eozän und unteren Oligozän (5 bis 17%), karbonatisches Benthos im unteren Pliozän

(20%) und kieseliges Benthos, dessen Auftreten auf das Paläozän beschränkt bleibt, mit Werten von 5 bis 17% im Eozän.

Die klastischen und authigenen Komponenten (Abb. 5.5.) hingegen halten den größten Anteil an der Sandfraktion. Im neogenen Teil der Bohrung halten terrigene Minerale und kristalline Gesteinsfragmente fast 100% Anteil, wobei die kristallinen Fragmente Maximalwerte von 40% erreichen. Karbonatisch gebundene Aggregate zeigen Werte bis zu 10% vom Maastrichtium bis zum unteren Oligozän, um dann erst wieder in den jüngsten Proben (oberstes Pliozän?) mit Werten bis zu 79% eine stärkere Rolle zu spielen. Vulkanogene Komponenten bleiben auf das untere Paläozän und das untere Eozän mit Werten bis zu 7% beschränkt. Authigene Minerale, die ab dem frühen Pliozän nur noch akzessorisch vorkommen, halten in den miozänen und paläogenen bis kretazischen Schichten erheblich höhere Anteile: Glaukonit mit einem Maximum von 68% im Miozän, Pyrit mit maximalen Werten von bis zu 18% im jüngsten Paläozän.

Bohrung 34/10-11

In der Bohrung 34/10-11 (Abb. 5.6.) halten karbonatisch-planktische Komponenten einen geringen Anteil von weniger als 1%, so sie überhaupt auftreten. Bis auf diese Tatsache, und ein Maximum von ca. 1.5% im Maastrichtium, übermittelt die Kurve keine Signale. Eine ähnlich untergeordnete Rolle spielt auch das kieselige Plankton im größten Teil der Bohrung. Jedoch besitzt diese Komponentengruppe ein Maximum mit Werten zwischen 30 und 50% im oberen Paläozän und unteren Eozän. Das karbonatische Benthos variiert mit Werten unter 2% mit zwei Ausnahmen durch die gesamte Bohrung. Das kieselige Benthos hingegen hat ein deutliches Maximum (6 bis 8%) im oberen Oligozän/unteren Miozän, wogegen es in den anderen Teilen der Bohrung, mit wenigen Ausnahmen, fehlt.

Die Kurven des Anteils terrigener Minerale und kristalliner Gesteinsfragmente an der Sandfraktion zeigen einen ähnlichen Kurvenverlauf, wie die entsprechenden für die Bohrung 34/04-01, jedoch sind die Prozentwerte für die letztere Gruppe um etwa den Faktor 4 kleiner (Abb. 5.7.). Die Kurve der karbonatisch gebundenen Aggregate besitzt ihre höchsten Werte im Maastrichtium bis oberen Eozän. Das Maximum im oberen Pliozän, das in der Bohrung 34/04-01 festgestellt wurde, fehlt hier. Auch die Kurven für Pyrit und Glaukonit ähneln in ihrem Verlauf und ihren Maximalwerten den entsprechenden der Bohrung 34/04-01.

Bohrung 35/11-01

In dieser Bohrung sind karbonatisch-planktische Komponenten mit höheren Kornzahlprozenten (bis zu

12%) an der Sandfraktion, als in den beiden anderen Bohrungen vertreten (Abb. 5.8.), jedoch nur vom Maastrichtium bis zum oberen Eozän. Die Kornzahlprozentanteile des kieseligen Planktons an der Sandfraktion der Proben der Bohrung 35/11-01 liegen mit ihrem Maximum von ca. 60% wie in den beiden anderen Bohrungen im Eozän. Die Kornzahlprozentanteile des kalkigen Benthos an der Sandfraktion der Proben der Bohrung 35/11-01 variieren mit Werten unter 2% durch die gesamte Bohrung (Ausnahme: ein Maximum von 6% im Eozän), und die Kornzahlprozentanteile des kieseligen Benthos an der Sandfraktion der Proben der Bohrung 35/11-01 zeigen ähnlich wie in Bohrung 34/10-11 ein Maximum im oberen Oligozän (ca. 3%).

Die Kornzahlprozentanteile der klastischen und der authigenen Komponenten an der Sandfraktion der Proben der Bohrung 35/11-01 (Abb. 5.9.) zeigen einen gleichen Verlauf, wie die der beiden anderen Bohrungen. Die Kornzahlprozentanteile der Gesteinsfragmente an der Sandfraktion der Proben der Bohrung 35/11-01 sind jedoch um eine Größenordnung kleiner. Die Kornzahlprozentanteile der karbonatisch gebundenen Aggregate an der Sandfraktion der Proben der Bohrung 35/11-01 zeigen einen Anstieg ihrer Werte in den jüngsten Proben (27%), ähnlich wie für Bohrung 34/04-01. Vulkanogene Komponenten treten vor allem in einem begrenzten Bereich der Bohrung im Eozän auf. Die Kurven der Kornzahlprozentanteile der oxischen und anoxischen authigenen Komponenten an der Sandfraktion der Proben der Bohrung 35/11-01 (Abb. 5.9.) zeigen einen zu den beiden anderen Bohrungen vergleichbaren Verlauf, ihre Prozentanteile liegen jedoch höher (Maximalwerte von 70 bzw. 30%).

Deutliche Korrosion konnte an den biogenen Karbonatkomponenten nicht festgestellt werden. Dies kann nur bedeuten, daß in den Abschnitten der Bohrungen, in denen sie vorkommen, Anlösung keine große Rolle gespielt haben kann, und daß in den Abschnitten in denen keine biogenen Karbonatkomponenten gefunden wurden, entweder keine nennenswerte Produktion biogenen Karbonats stattfand oder biogenes Karbonat vollständig gelöst wurde. Deshalb ist der fehlende oder geringe Anteil karbonatisch-planktischer Komponenten in den känozoischen Proben der drei Bohrungen nur schwer zu bewerten. Deutlich wird nur, daß die Bedingungen für die Bildung, bzw. Überlieferung karbonatisch-planktischer Komponenten im Maastrichtium günstiger waren.

Die Überlieferung kieseliger biogener Komponenten in den Proben muß unter dem Aspekt betrachtet werden, daß die planktisch-kieseligen Komponenten (Radiolarien- und Diatomeenskelette) und die zum kieseligen Benthos zählenden Schwammnadeln aus Opal bestehen und Opal sowohl in der Wassersäule als auch frühdiagenetisch im Sediment leicht löslich ist (CALVERT 1974, 1983). Erreichen die entsprechenden Werte der

Komponentenanalyse hohe Beträge, kann auf eine entsprechende Produktion biogenen Opals geschlossen werden. In allen drei Bohrungen erreicht das kieselige Plankton im Eozän ein ausgeprägtes Maximum innerhalb der Sandfraktion. Hohe Anteile biogenen Opals in eozänen Sedimenten können im Nord-Atlantik und anderen Teilen des Weltmeeres beobachtet werden (RIECH & von RAD 1979, EHRMANN & THIEDE 1985). Die Kurven für das kieselige Benthos zeigen in den Bohrungen 34/10-11 und 35/11-01 im oberen Oligozän Maxima in der Sandfraktion (8% bzw. 3%), die durch gehäuftes Auftreten von Schwammnadeln verursacht werden. Nach ZIEGLER 1983 kann dies als Indikator für ruhiges, sauerstoffhaltiges Bodenwasser angesehen werden. Folgt man PORRENGA (1967) bzw. GLASBY (1986), so kann man dies auch mit den Kurven für oxische Authigene belegen, deren Maximalwerte (ca. 60% bzw. 40%) in guter Übereinstimmung mit den Maxima des Auftretens von Schwammnadeln stehen. Ein ähnlicher Spitzenwert für kieseliges Benthos im oberen Oligozän findet sich nicht in der entsprechenden Kurve für die Bohrung 34/04-01, hier steht das Maximum dieser Komponentengruppe (bis 15%) in eozänen Schichten, verursacht durch eine größere Anzahl agglutinierender Foraminiferen in den Proben.

Terrigene Minerale und kristalline Bruchstücke halten den größten Anteil an der Sandfraktion der Proben im Untersuchungsgebiet (meist ca. 60–95%). Nur in den oberoligozänen und eozänen Schichten der Bohrungen 34/04-01 und 34/10-11 gehen diese Anteile auf Werte unter 25% zurück. Dies steht jeweils in guter Übereinstimmung mit den Maximalwerten authigener Mineralbildung, die auf insgesamt geringen Eintrag in das Becken schließen lassen (PORRENGA 1967, FÜCHTBAUER 1988). Der Verlauf der Kurven des terriklastischen Eintrags für die Bohrung 35/11-01 weicht von den beiden anderen Bohrungen insoweit ab, daß ein früholigozäner Anstieg des terriklastischen Eintrages nicht verzeichnet werden kann. In den neogenen Abschnitten liegt der terriklastische Anteil an der Sandfraktion generell über 90%. Der Anstieg des Anteils kristalliner Bruchstücke in den neogenen Schichten (bis zu 40% in der Bohrung 34/04-01) deutet auf erhöhte Erosion kristalliner Gesteine auf dem Festland und kurze Transportwege für das Sediment.

Maximalwerte in den Kurven der vulkanogenen Komponenten sind an den spätpaläozänen/früheozänen Bereich gebunden, der durch Aschenlagen gekennzeichnet ist. Die Werte sind relativ gering (< 8%). Daß die wenigen identifizierten vulkanogenen Körner unter dem Binokular Verwitterungskrusten zeigten, deutet darauf, daß ein Teil des vulkanogenen Materials ummineralisierte. Die paläogenen Tuffe in der Nordsee werden als weiche, stark karbonatische Silt- und Tonsteine geschildert (JACQUÉ & THOUVENIN 1975, KNOX

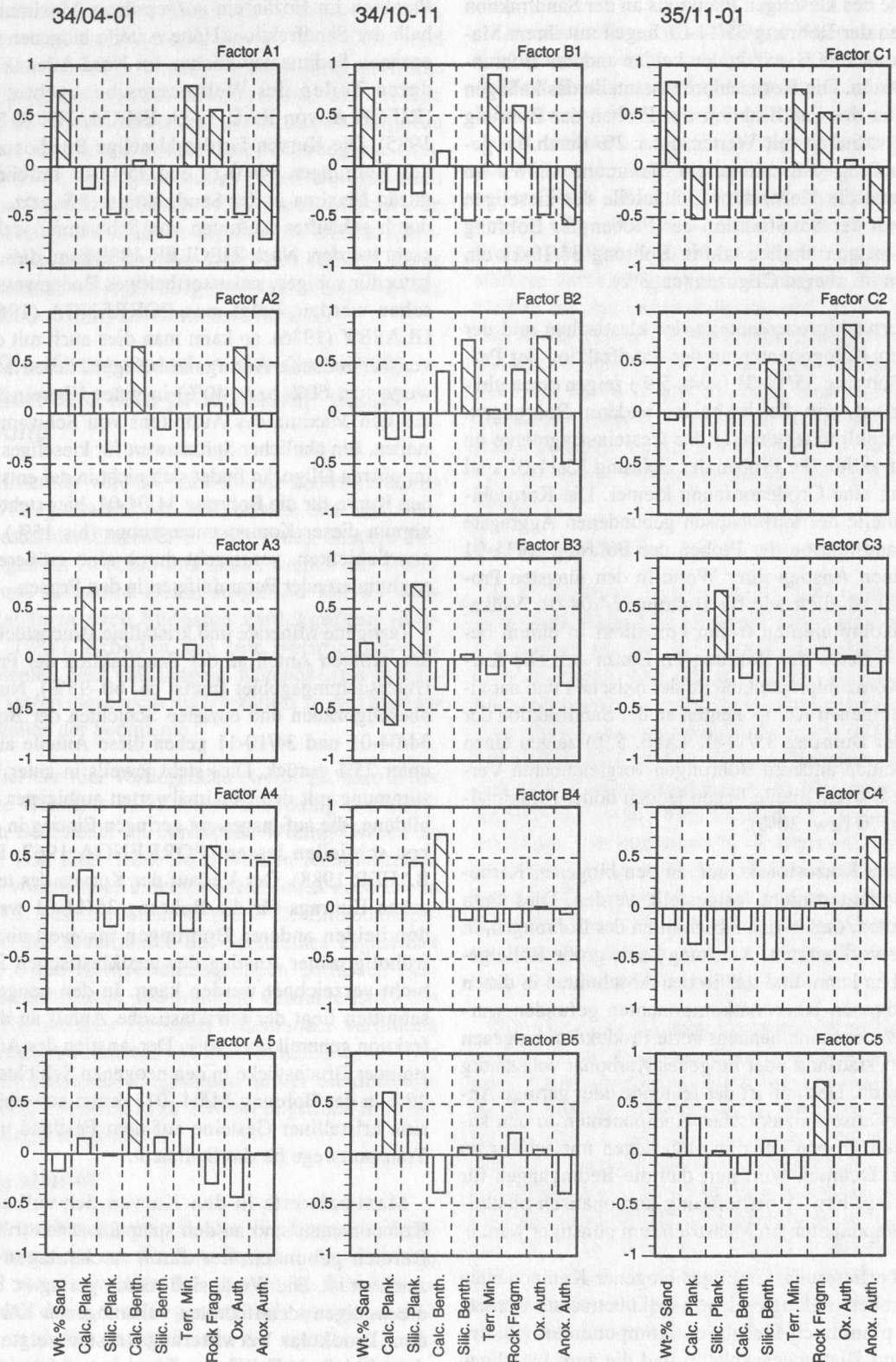


Abb. 5.10.: Ergebnisse der Faktorenanalyse. Interpretiert wurden nur Faktorladungen >.5 oder <-.5. Untereinander ähnliche Faktoren werden hinsichtlich beckenweiter Faziesmodelle interpretiert.

& MORTON 1988). Insofern können diese Tuffe nicht in der Sandfraktion erwartet werden.

5.3. Faktorenanalytische Charakterisierung der Komponentenanalyse

Die Prozentanteile der verschiedenen Komponentengruppen an der Sandfraktion, wie sie in Kap. 5.2. dargestellt und diskutiert sind, legen die Vermutung nahe, daß die Veränderung der Anteile einzelner Komponentengruppen an der Sandfraktion der untersuchten Bohrungen miteinander gekoppelt sind, das heißt ihre Variabilitäten unter Umständen eine gemeinsame Ursache besitzen, andere Komponentengruppen augenscheinlich unabhängig variieren. Um diese Vermutung zu testen und mögliche gemeinsame Ursachen hinsichtlich der Eintragsmechanismen und -bedingungen der Komponenten zu interpretieren, wurden die Prozentanteile von Komponentengruppen einer Faktorenanalyse unterzogen. Als Variablen der Faktorenanalyse wurden alle Komponentengruppen gewählt, außer der vulkanogenen Komponentengruppe, deren Eintragsbedingungen klar sind, und der Gruppe der karbonatischen Aggregate, die heterogen zusammengesetzt und nur schwer zu interpretieren ist. Als weitere Variable wurde der Anteil der Sandfraktion am Gesamtsediment hinzugenommen, da die Ergebnisse der granulometrischen Analysen nahelegen, daß diese Werte gleichsinnig mit denen der terriklastischen Komponentengruppen variieren. Die Faktorenanalysen wurden für jede Bohrung einzeln durchgeführt, um eine möglicherweise räumliche Verteilung von Faktoren ermitteln zu können.

Die Faktorenladungen in den Faktoren A1, B1, und C1 (Abb. 5.10.) zeigen jeweils eine signifikante positive Korrelation für den Anteil terrigener Minerale und kristalliner Bruchstücke an der Sandfraktion und dem Sandanteil an den Proben. Die negative Korrelation mit anoxischen Authigenen deutet darauf hin, daß sich wäh-

rend der Frühdiagenese keine euxinische Fazies im Sediment entwickelte. Diese Faktoren werden so gedeutet, daß ihnen eine Beckenfazies mit flachem Wasser zugrunde liegt, deren hydrodynamisches Regime durch Strom-, bzw. Gezeiteinfluß geprägt ist. Die negative Korrelation mit den Anteilen kieseliger benthischer Komponenten in den Faktoren A1 und B1 deutet darauf, daß unter den gegebenen Bedingungen entweder die Lebensbedingungen des Benthos ungünstig sind, wofür das hohe Sedimentationstempo verantwortlich sein könnte, oder diese Komponenten zerstört oder verfrachtet wurden.

Auch die Faktoren A2, B2 und C2 zeigen Ähnlichkeiten in den Faktorladungen der Variablen. Gemeinsam ist ihnen eine signifikant positive Faktorladung für die oxischen Authigene und eine der benthischen Komponentengruppen. Für Faktor A2 sind dies die karbonatischen, für die Faktoren B2 und C2 die kieseligen benthischen Komponenten (vor allem Schwammnadeln). Die positive Faktorladung für die oxischen Authigene spiegelt eine Beckenfazies mit geringem Sedimentationstempo bei sauerstoffhaltigem Bodenwasser wider (PORRENGA 1967). Die positiven Faktorladungen für kieselige benthische Komponenten der Faktoren B2 und C2 (Bohrung 34/10-11 und 35/11-01) deuten darauf, daß geringe Strömungsgeschwindigkeiten des Bodenwassers (ZIEGLER 1983) eine wichtige Einflußgröße dieser Faktoren sind.

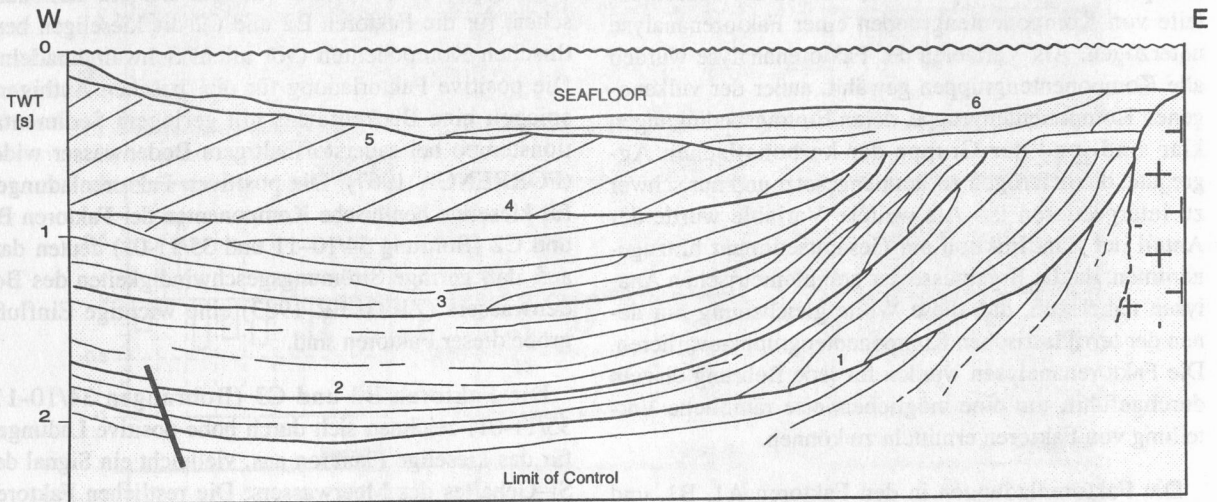
Die Faktoren B3 und C3 (Bohrungen 34/10-11, 35/11-01) zeichnen sich durch hohe positive Ladungen für das kieselige Plankton aus, vielleicht ein Signal des Si-Gehaltes des Meerwassers. Die restlichen Faktoren ähneln sich nicht und zeigen nur für je eine Variable signifikant positive und keine signifikant negativen Ladungen. Sie verdichten die Informationen, die aus den Abbildungen 5.4. bis 5.9. entnommen werden können, nicht.

6. Die Entwicklung des Beckens im Känozoikum - Synthese

Die Entwicklung des Wiking-Grabens im Känozoikum setzt die Geschichte der Grabensysteme der Nordsee fort, die im jüngsten Perm angelegt wurden und im Jura ihre strukturelle Prägung erhielten. Rifting führte zu bruchhafter Verformung und Verdünnung der Lithosphäre im Bereich der heutigen Nordsee, sodaß die zentralen Gräben durch Abschiebung entstanden. Im Wiking-Graben fand die Bruchtektonik in der älteren Kreide ihr vorläufiges Ende, doch auch die känozo-

ische Vertiefung und Verfüllung der Nordsee, oft als „schüsselförmig“ beschrieben, unterlag unterschiedlichen, interferierenden Einflußgrößen (z.B. Krustenbewegung, Erosion, Eintrag und Beschaffenheit der Sedimente, Wassermasseneigenschaften), die ein hochvariables Abbild dieser Geschichte verursachten. Die in dieser Arbeit vorgestellten Analyseergebnisse und Interpretationen zeichnen dieses Bild neu und detailliert nach.

a: Generalized Seismo-Stratigraphic Section



b: Generalized Chronostratigraphic Section

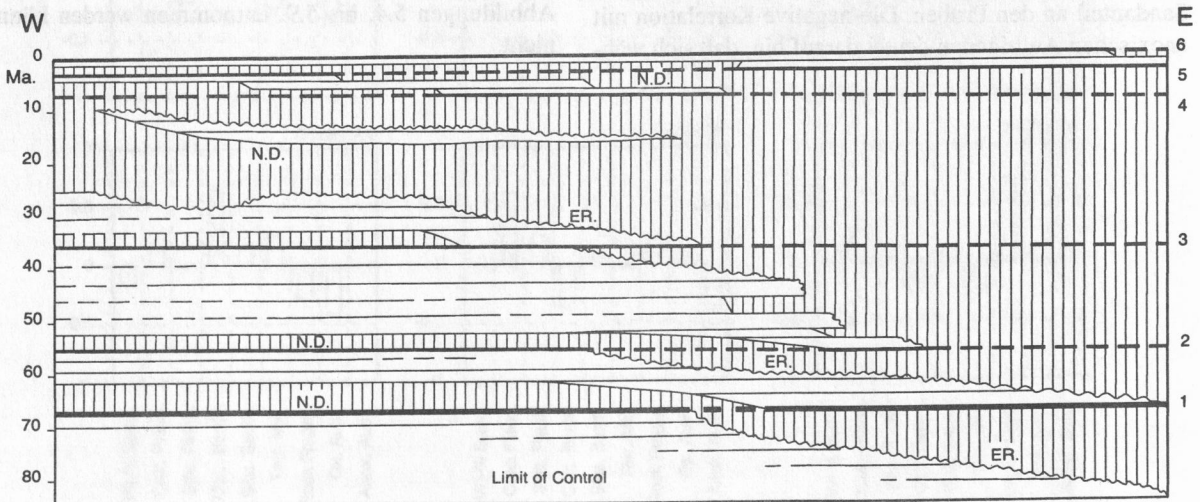


Abb. 6.1.a: Vereinfachtes seismo-stratigraphisches Querprofil. Dünne Linien deuten die interne Konfiguration der Reflektoren an. Dicke Linien: Sequenzgrenzen (1: NBT; 2: NBE; 3: NBO; 4: NBP; 5: NBQ; 6: Meeresboden).

Abb. 6.1.b: Chronostratigraphische Sektion, basierend auf der oberen Abbildung und biostratigraphischen Daten. Dicke horizontale Linien entsprechen oberer Abbildung (ER: Erosion; ND: Nichtsedimentation).

In den Lagerungsverhältnissen der känozoischen Gesteine im nördlichen Wiking-Graben spiegelt sich das Bild eines prinzipiell durch Regression geprägten Bekkens wider (Abb. 6.1.a). Während über 2.1km mächtige Schichten des Tertiärs und Quartärs abgelagert wurden (Kap. 4.2.2.), nahm die Wasserbedeckung in den letzten ca. 65 my durch einzelne, ausgeprägte Phasen der Regression ab. Sie hinterließen stratigraphische Diskontinuitätsflächen, die die Schichtenfolge gliedern. Alle diese Grenzflächen (1 bis 5, Abb. 6.1.a.) sind, zumindest in ihren östlichen Bereichen, durch ein regressives Muster (*baselaps*) in den hangenden Sequenzen gekennzeichnet. Eine wichtige Rolle spielten dabei Phasen relativer Hebung des östlichen Beckenrandes, die durch die Verstellung der Schichten dort dokumentiert sind (Abb. 6.1.a). Die *toplaps* gegen die Sequenzgrenzen dokumentieren die räumliche Verteilung von erosiven Hiaten im Zusammenhang mit den regressiven Ereignissen.

Hiaten haben im Untersuchungsgebiet während des Känozoikums eine weite Verbreitung. Dies wird deutlich, wenn man die zeitliche Einstufung der Schichten (Kap. 3.1.) hinzunimmt und eine entsprechende chronostratigraphische Sektion erstellt (Abb. 6.1.b). Die überlieferten Sedimente decken nur einen kleinen Teil der Raum-/Zeitdomäne im Untersuchungsgebiet ab. Der größere Teil wird durch Erosion oder Nichtsedimentation eingenommen. Im östlichen Teil des Beckens sind nur känozoische Sedimente des Paläozäns und des Quartärs überliefert. Ansonsten ist der randliche Bereich vollkommen durch küstennahe Erosion geprägt, wobei deutlich wird, daß die Erosionsdiskordanz in der Nähe der Quartärbasis eine übergeordnete Rolle spielt. Dieser Hiatus ist in den Bohrungen nicht nachweisbar, in den seismischen Daten tritt er deutlich hervor. Große Teile der känozoischen Sedimente wurden durch dieses Erosionsereignis mobilisiert und wahrscheinlich nach Norden verfrachtet.

Im Beckeninneren finden sich ebenfalls Phasen der Nichtsedimentation. Im älteren Paläozän, im älteren Eozän, im Miozän und im jüngeren Pliozän treten beckenweite Hiaten auf. Der Hiatus im älteren Oligozän erfaßt die östliche Hälfte des Arbeitsgebietes (Abb. 6.1.b). Diese Hiaten (NBT, NBE, NBO, NBP, NBQ) sind nicht in jedem Falle durch die Biostratigraphie zeitlich eingegrenzt und deuten sich daher in den Darstellungen des Sedimentationstempos (Abb. 5.5.) oft nur durch geringe Werte (ca. 10m/my im jüngsten Eozän der Bohrung 35/11-01) an. Durch die interne Reflektorkonfiguration in den Sequenzen sind sie aber dokumentiert.

Der regressiv Trend durch das gesamte Känozoikum zeigt sich auch in einem erhöhten Sandanteil in den jüngeren Schichten (60% bis 90%). Die hohen Sandanteile in den neogenen Schichten sind eine Folge der zunehmenden Verflachung des Beckens im Känozoikum.

Durch den erhöhten Einfluß von Wellenbewegungen und vor allem Gezeitenströmen auf den Meeresboden bei geringen Wassertiefen bildet sich ein eher grobkörniges Restsediment aus. Das Diagramm in Abb. 6.3.c zeigt eine deutliche Tendenz zu höheren Sandanteilen für Wassertiefen < 300 m. Neben der fortschreitenden Verfüllung, die im Pliozän ein besonders hohes Tempo von mindestens 250 - 300m/my besaß (Kap. 3.2.), ist für die neogene Flachwasserfazies im Arbeitsgebiet auch der generell regressiv Trend des eustatischen Meeresspiegels seit etwa 30 Ma (HAQ et al. 1987) verantwortlich. Die im Oligozän noch bestehenden flachen Bereiche der Nordsee (Dänemark, Norddeutschland, Benelux, Londoner- und Pariser Becken) weichen während des Miozäns und Pliozäns zurück (ZIEGLER 1988). Das Zurückweichen der Nordsee nach Norden in dieser Zeit bildet sich in der Orientierung der einzelnen Vorschüttungen der pliozänen Sequenz im Arbeitsgebiet ab: Sie fallen nach Nordwesten ein (Kap. 4.1.4.).

Im ausgehenden Paläozän jedoch war das Becken noch bis zu ca. 900m tief. Während im Beckenzentrum eine Sedimenthungerfazies herrschte (Kap. 4.1.1.), hatte sich vor dem Sogne-Fjord ein mächtiger submariner Sedimentfächerkomplex gebildet. Die paläozäne Sequenz ist die einzige im Tertiär des Arbeitsgebietes, deren Mächtigkeit vom Beckenzentrum nach Osten hin zunimmt (Kap. 4.2.2.). Die jungpaläozänen Sedimente der Bohrung 35/11-01, die im äußeren Bereich dieses Mächtigkeitsmaximums liegt, sind durch Sandgehalte von ca. 5% - 25% charakterisiert (Kap.5.1.). Submarine Sedimentfächer in den tieferen Teilen des altpaläogenen Nordseebeckens sind sehr gut dokumentiert. So beschreiben HERITIER et al. (1978) die Frigg-Sande des älteren Eozäns im Wiking-Graben (ca. 60° N) als einen solchen Fächer, der zu einem Fächerkomplex zählt, der sich vom östlichen Rand der Shetland-Plattform im Paläozän und älteren Eozän in die zentralen Teile des Wiking-Grabens vorbaute. ROCHOW (1981) kann diesen Komplex dreidimensional rekonstruieren und geht davon aus, daß die Hebung der Shetland-Plattform im Paläozän/Eozän grobklastisches Material bereitstellte, das nach Südosten in die zentralen Teile der Nordsee eingeschüttet wurde. KNOX et al. (1981) sehen das Schottische Hochland als Liefergebiet für die südliche Fortsetzung dieses Fächersystems (Moray-Firth Becken). HERITIER et al. (1978) nehmen eine Wassertiefe von ca. 700m für den Frigg-Fächer an, MORTON (1982) schließt aus sedimentologischen und seismischen Daten auf Wassertiefen von 300 - 400m für die mehr proximalen Bereiche des Fächersystems.

In der Arbeit von KNOX et al. (1981) finden sich auch Angaben für den Sandanteil in den Sedimenten dieser Fächer. Sie liegen für die zentralen Teile einzelner Fächer bei über 75%. Solch hohe Werte für das Paläozän können dem Diagramm in Abb. 6.3.c nicht

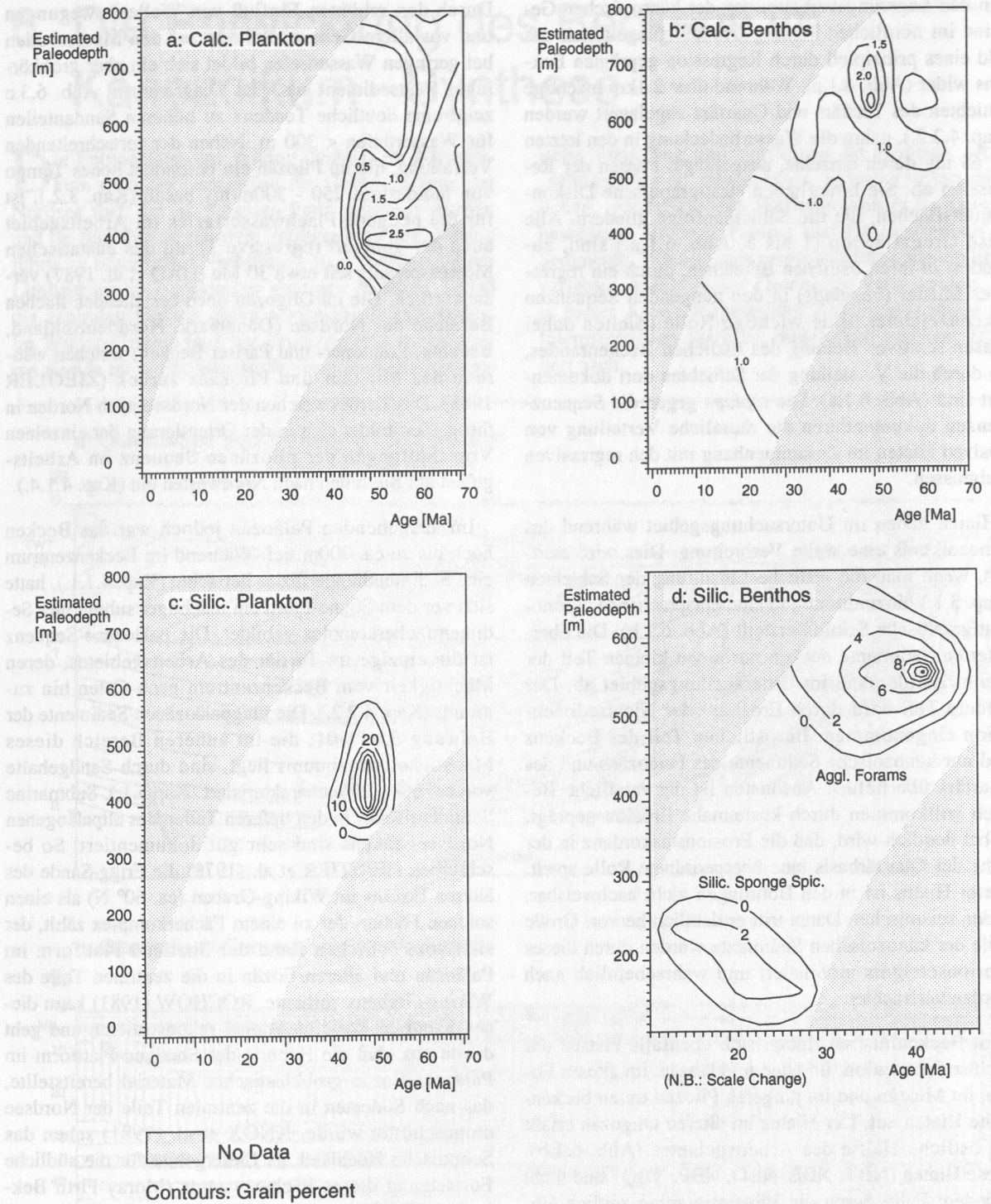


Abb. 6.2.a-d: Verteilung der biogenen Komponentengruppen in Abhängigkeit von geschätzter Paläowassertiefe und geologischer Zeit. Isolinien verbinden Punkte gleicher Kornzahlprozentanteile an der Sandfraktion. Die grau schattierten Bereiche weisen Zeit/Wassertiefenkombinationen aus, die in dieser Untersuchung nicht vorkommen. Eine Orientierung der Isolinien senkrecht zu einer Achse zeigt die Abhängigkeit des Anteils der Komponentengruppe vom entsprechenden Parameter (Wassertiefe/Zeit).

entnommen werden. Die seismischen Daten wiederum (Kap.4.) zeigen für den westlichsten Teil des Arbeitsgebietes auch nicht die sanft antiklinalen Muster, die von HERITIER et al. (1978) und ROCHOW (1981) als

typisches Anzeichen für submarine Fächer geschildert werden. Offensichtlich konnte der südwestlich des Arbeitsgebietes liegende paläogene Fächerkomplex vor der Shetland-Plattform nicht soweit nach Nordosten

vordringen, daß er sich im Untersuchungsgebiet voll ausbildete. Dies wurde durch die südöstliche Flanke des Tampen-Spur verhindert, der im Paläozän und Eozän eine Antiklinalstruktur im Arbeitsgebiet war (Kap. 4.2.1.) und als Barriere wirkte. Wahrscheinlich nahmen aber die äußeren Bereiche dieser Fächer einen Einfluß auf den südwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Die paläogenen Sedimente der Bohrung 34/10-11, die südwestlichste der untersuchten Bohrungen, zeigen erheblich höhere Sandanteile - mit einem ausgeprägten Maximum von bis zu 80% im Paläozän und Eozän - als die der nördlich und östlich davon gelegenen Bohrungen 34/04-01 und 35/11-01 (Kap. 5.1., Abb. 5.1. und 5.3.).

Welchen Einfluß hatten die Veränderungen der Wassertiefe im Känozoikum auf die Zusammensetzung der Sedimente? Kann überhaupt erwartet werden, daß z.B. kalkiges Plankton ein Signal der Wassertiefe in seinem Verteilungsmuster birgt? Kalkiges Plankton lebt sowohl in der Tiefsee, als auch in Flachmeeren. Jedoch ist es nicht völlig unempfindlich gegen geringe Wassertiefen. Bei Wassertiefen < 300m nehmen die Individuenzahl und die Diversität deutlich ab (BOERSMA 1978). In den in dieser Arbeit untersuchten Proben scheint sich das widerzuspiegeln (Abb. 6.2.a). Maximale Anteile dieser Komponenten an der Sandfraktion gruppieren sich bei etwa 400m Wassertiefe. Da die 0-Isolinie sich jedoch \pm senkrecht zur Zeitachse orientiert, muß das Aussetzen dieser Komponenten durch einen anderen Parameter der Beckensituation vor ca. 45 Ma, nicht aber die Wassertiefe, verursacht sein. KING (1989) führt die geringen Anteile planktischer Foraminiferen in känozoischen Sedimenten der Nordsee auf synsedimentäre Lösung ihrer Gehäuse in korrosiven Bodenwässern zurück. Das kalkige Benthos (Abb. 6.2.b) zeigt ein zum kalkigen Plankton etwa zeitgleiches Maximum und eine Abnahme des Anteiles in den jüngeren Sedimenten.

Auch Radiolarien, die den größten Teil der kieseligen Planktongruppe in dieser Untersuchung stellen, zeigen ein betont zeitabhängiges Auftreten (Abb.6.2.c). Zwar benötigen sie Mindestwassertiefen, da sie sowohl tageszeitlich (200m - 350m) als auch jahreszeitlich (im Sommer bis auf 400m Wassertiefe im Mittelmeer) vertikal in der Wassersäule migrieren (ZIEGLER 1983). Man kann dem Diagramm aber auch entnehmen, daß sie bei Wassertiefen > 600m nicht mehr angetroffen werden. Aus dem Verlauf der Isolinien ist zu ersehen, daß ihr Auftreten eine starke Abhängigkeit zur Zeitachse besitzt. Dies wird so interpretiert, daß vor ca. 50 Ma die Lebensbedingungen für kieseliges Plankton besonders gut waren. Eine der Möglichkeiten dies zu deuten, wäre z.B. ein zeitlich begrenzter hoher Nährstoffgehalt des Meerwassers.

Kieseliges Benthos (Abb. 6.2.d) zeigt zwei Verbreitungsmaxima: eines von ca. 35 bis 45 Ma, das das Auf-

treten von agglutinierenden Foraminiferen repräsentiert und eines von ca. 15 bis 25Ma, das das Auftreten von Schwammnadeln repräsentiert. Vergesellschaftungen agglutinierender Foraminiferen definieren nach KING (1989) einen Faziestyp in der känozoischen Nordsee („Flysch-Typ“, „*Rhabdammina*-Biofazies“), bei dem kalkige benthische Foraminiferen extrem selten auftreten, und der durch geringen O_2 - und hohen CO_2 -Gehalt des Wassers charakterisiert ist. Diese Bedingungen werden von BERGGREN & GRADSTEIN (1981) zwar den tieferen Teilen des Beckens (> 200m) zugeordnet. Sie halten Bathymetrie aber nicht für den ausschlaggebenden Faktor der Entwicklung dieser Fazies. Feinklastische, C_{org} -reiche Sedimente, die schnell akkumulierten, und eingeschränkte Bodenwasserzirkulation charakterisieren nach BERGGREN & GRADSTEIN (1981) diese Fazies.

KAMINSKI et al. (1989) beschreiben dieses Faziesmodell auch aus dem Eozän anderer Randbecken des Nordatlantiks und geben ein zugeordnetes Sedimentationstempo von 50 - 100m/my an. Für den Zeitraum, in dem agglutinierende Foraminiferen im Arbeitsgebiet vermehrt auftreten (Abb. 6.2.d), liegt das Sedimentationstempo im Arbeitsgebiet zwischen ca. 10 und 30m/my (Kap. 3.3.), doch werden auch im Zentrum des nördlichen Wiking-Grabens die paläogenen Schichten von Ton- und Siltsteinen gebildet (Kap. 5.1., Bohrungen 34/04-01, 35/11-01). Das von BERGGREN & GRADSTEIN (1981) vorgeschlagene Faziesmodell kann damit auf Becken mit niedrigen Eintragsraten erweitert werden. THOMAS (1991) zeigt ähnliche Verhältnisse für das Eozän des Schelfs vor Neufundland. Er schließt auf Wassertiefen von etwa 1000m. Im Untersuchungsgebiet liegt der Wechsel von einer Fazies, die die Bildung, bzw. Erhaltung biogenen Karbonats zuläßt, zu einer, die diese Komponenten unterdrückt, bei etwa 40 - 45 Ma (Abb. 6.2.a-c).

Beim Vergleich der Diagramme für die authigenen Komponentengruppen (Abb.6.3.a) zeigt sich, daß die tieferen Teile des Beckens sowohl oxische als auch anoxische authigene Minerale aufweisen. Rückschlüsse auf die Durchlüftung des Bodenwassers lassen nur die oxische Authigene zu, die im Kontakt mit dem Bodenwasser gebildet werden. Die FeS_2 -Varietäten (anoxische Authigene) werden im Sediment gebildet, das speziell bei einer C_{org} -reichen, feinkörnigen Sedimentation eine vom Bodenwasser abweichende Porenwasserchemie aufweisen kann. Das oben diskutierte Faziesmodell, wie es sich aus der Analyse der erhöhten Anteile agglutinierender Foraminiferen in den paläozänen Schichten ergibt, stützt das entsprechende Minimum für oxische Authigene (Abb. 6.3.a). In den Diagrammen deutet sich eine augenscheinlich negative Korrelation der beiden authigenen Komponentengruppen an (Abb. 6.3.a,

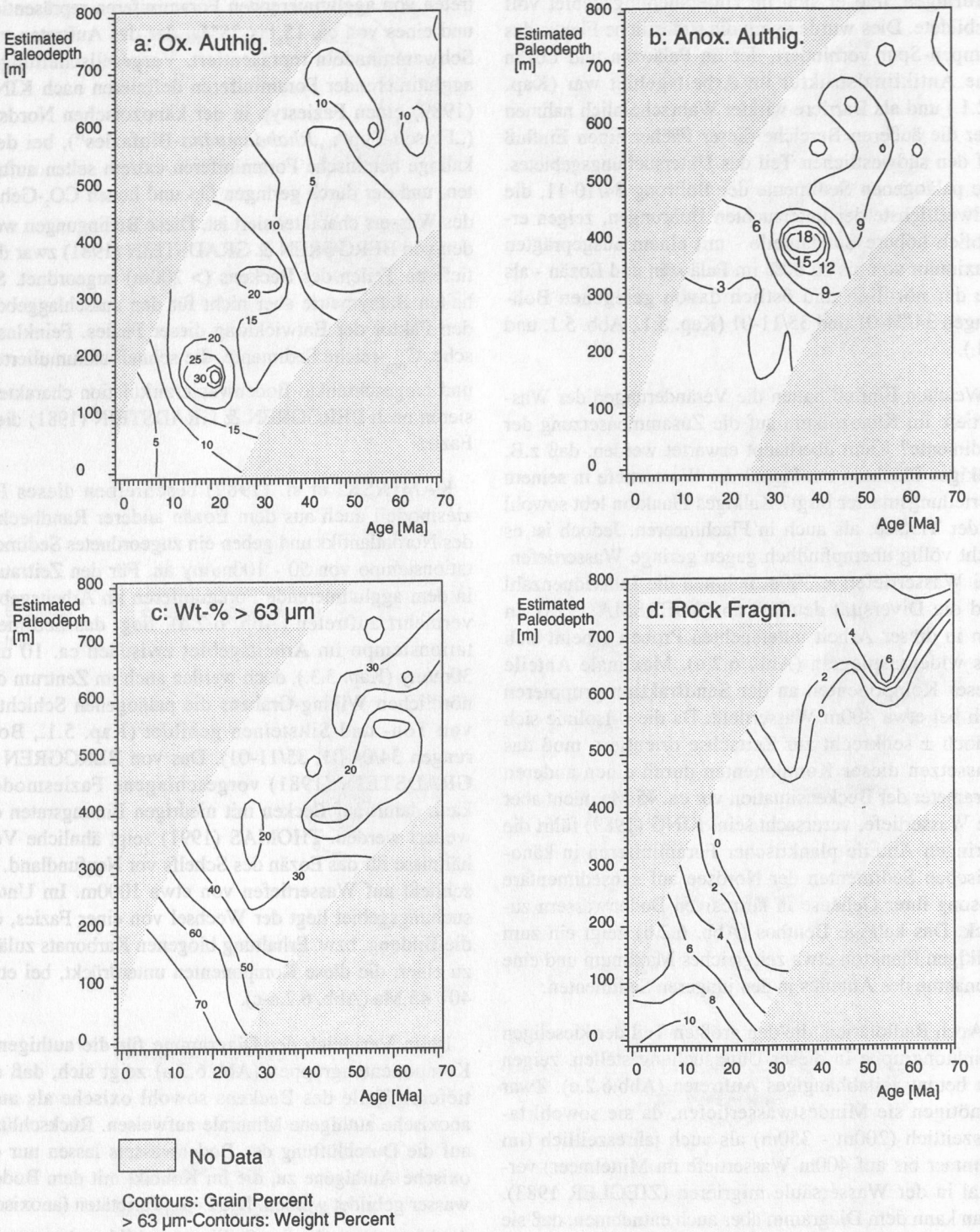


Abb. 6.3. a, b, d: Verteilung mineralogener Komponentengruppen in Abhängigkeit von geschätzter Paläowassertiefe und Zeit im Arbeitsgebiet. Entsprechend 6.2. zu lesen.
c: Anteil der Sandfraktion an den Proben (Isolinien in Gewichtsprozent).

6.3.b.). Dort, wo die anoxischen Authigene ihr Maximum besitzen, findet sich ein Bereich geringen Anteils oxischer Authigene. Dies wird so gedeutet, daß Veränderungen im Bodenwasser und im Porenwasser der oberen Sedimente eine gemeinsame Ursache besitzen könnten. Diese Ursache könnte die Veränder-

lichkeit des Eintrages organischer Materie in das Becken sein. Beim Abbau organischer Materie wird dem Wasser Sauerstoff entzogen. Die Temperaturkurve für die känozoische Nordsee, wie sie von BUCHARDT (1978) vorgestellt wird, deutet auf ein Klimaoptimum im Paläogen der Nordsee, das mit einer hohen Bio-

produktion einhergegangen sein kann. Das vermehrte Auftreten von kieseligem Plankton (Abb. 6.2.c) in dieser Zeit stützt diese Vermutung.

Das Verteilungsmuster biogener und authigener Komponenten in der Sandfraktion wird vor allem durch die Beschaffenheit der Wassermassen in der känozoischen nördlichen Nordsee und ihrer Veränderungen gesteuert. Die eingeschränkte Wasserzirkulation, die durch die „*Rhabdammina*-Biofazies“ in der Nordsee dokumentiert wird, sieht KING (1989) als eine Folge des eingeschränkten oder fehlenden Wasseraustausches der Nordsee und Norwegen-See mit dem Nordatlantik. Nach ZIEGLER (1988) besaßen Nordsee und Norwegen-See im Paläozän keine Verbindung zum sich öffnenden Nordatlantik (Labrador-See, Rockall-See), sondern nur über den Barents-Schelf zum Westsibirischen Becken. Der Grönland-Schottland-Rücken, der im Paläozän über Meeressniveau lag, könnte dann vor ca. 43 Ma über den Färöer-Shetland-Kanal eine Verbindung zugelassen haben (THIEDE & ELDHOLM 1983). Eine Reorganisation der Zirkulationsmuster und ein Zurücktreten der „*Rhabdammina*-Biofazies“ in der Nordsee waren die Folge. Das Maximum für Schwammnadeln in Abb. 6.2.d dokumentiert eine weitere tiefgreifende Änderung der Beckenfazies: Kieselschwämme bevorzugen gut durchlüftetes Wasser bei Tiefen zwischen 150 und 300m (ZIEGLER 1983). Dieses Maximum des Anteils von Schwammnadeln an der Sandfraktion der untersuchten Proben (Abb. 6.2.d) zeigt auf den regressiven Trend.

Die hohen Anteile kieseligen Planktons an der Sandfraktion der eozänen Sedimente des Arbeitsgebietes müssen in einem globalen Zusammenhang gesehen werden. MISKELL et al. (1985) beschreiben zeitgleiche hohe Opalakkumulationen aus verschiedenen Teilen des Weltmeeres. Im Nordatlantik können eozäne Sedimente mit hohen Opalgehalten mit einem seismischen Reflektor („A^{cc}“) korreliert werden, der sich im gesamten Becken verfolgen läßt. BOHRMANN (1988) diskutiert die möglichen Nährstoffquellen, die ein derartiges globales Phänomen erklären können. Er sieht tropisch-subtropische Verwitterung im Zusammenhang mit dem eozänen Klimaoptimum als Ursache für verstärkten Si-Eintrag. DAVIES et al. (1977) schließen vom Sedimenteintrag in das paläogene Weltmeer auf erhöhte Niederschläge (hohe Niederschläge sind eine Bedingung für lateritische Verwitterung) im Eozän und NILSEN (1978) beschreibt paläogene Laterite auf der Island-Färöer-Schwelle, sodaß auch für den Bereich des Arbeitsgebietes das Erklärungsmodell hohen Nährstoffeintrages zutreffen könnte.

Weiter oben wurde bereits von den Lagerungsverhältnissen der Schichten und den beckennahen Erosionsereignissen auf Hebungsphasen des Skandinavischen

Schildes geschlossen. Diese Hebungsphasen bilden sich auch in dem vermehrten Auftreten kristalliner Gesteinsbruchstücke in der Sandfraktion der Sedimente ab. Dem liegt zugrunde, daß dieses Auftreten von der Anlieferung abhängt, d.h. kristalline Gesteine der umliegenden Festländer müssen der Erosion preisgegeben sein, und der Transport dieser Komponenten darf sie nicht vollständig in ihre einzelnen Minerale zerlegen. Dies läßt kristalline Gesteinsfragmente zum einen eher in den randlich-flachen Bereichen des Beckens erwarten, zum anderen zeichnet das erhöhte Auftreten kristalliner Gesteinsfragmente Hebungsphasen des skandinavischen Schildes nach. Das Diagramm (Abb. 6.3.d) zeigt zwei Maxima für kristalline Fragmente: Eines bei ca. 55 - 60Ma und eines bei ca. 5 - 15Ma. Wenn dies ein Abbild der Anlieferung ist und tatsächlich Hebungsphasen nachzeichnet, so müssen für diese Zeiträume solche Hebungsphasen angenommen werden.

Die Physiographie der paläozänen Sequenz im Arbeitsgebiet (Kap. 4.1.1, 4.2.2.) legt nahe, daß die Küstenlinie im frühen Tertiär erheblich weiter im Osten lag als heute. TORSKE (1972) geht davon aus, daß der skandinavische Schild in der jüngeren Kreide als Denudationsfläche („*penepplain*“) ausgebildet war. Dies läßt den Schluß zu, daß der skandinavische Schild zu dieser Zeit nur wenig über Meeressniveau lag und im Känozoikum auf die heutige Höhe von bis zu > 2000m gehoben wurde. Diese Hebung war asymmetrisch mit größten Beträgen im Westen Norwegens (HOLTEDAHL 1953, 1960). Die seismischen Daten deuten auf eine spätpaläozäne-früheozäne Hebung des östlichen Beckenrandes im Arbeitsgebiet. Dadurch stiegen die Erosionsraten an Land, was durch das initial hohe Sedimentationstempo im jüngeren Paläozän (Kap. 3.3.) widerspiegelt wird. Die Öffnungsgeschichte des Nordatlantiks (TALWANI & ELDHOLM 1977, ELDHOLM & THIEDE 1980) läßt die hier festgestellte frühpaläogene Hebung Skandinaviens als Folge des beginnenden *seafloor-spreading*s südlich der *Greenland-Senja fracture zone* erscheinen. Von vielen Autoren wird Hebung der Flanken junger Kontinentalränder beschrieben (WATTS 1982, WOOD et al. 1989, WHITE 1990). In der Nordsee führte dies zu einer Vertiefung des Beckens, wie sie auch in den Subsidenzkurven in Kap. 3.2. wiedergegeben wird, bei Hebung des skandinavischen Schildes und der Shetland-Plattform (zeitgleich mit der „*Jaramischen Phase*“). Eine weitere Hebungsphase kann für das Oligozän angenommen werden. Am östlichen Beckenrand ist die Grenze zwischen der oligozänen und der eozänen Sequenz als Erosionsfläche ausgebildet, was die Hebung des Beckenrandes dokumentiert (Kap. 4.1.3.). Einen weiteren Hinweis auf eine früholigozäne Hebung des skandinavischen Schildes liefert der Anstieg des Sedimentationstempos vom Eozän zum Oligozän hin (Kap. 3.3.). Durch eine Hebung des Festlandes stieg der terrigene Eintrag an.

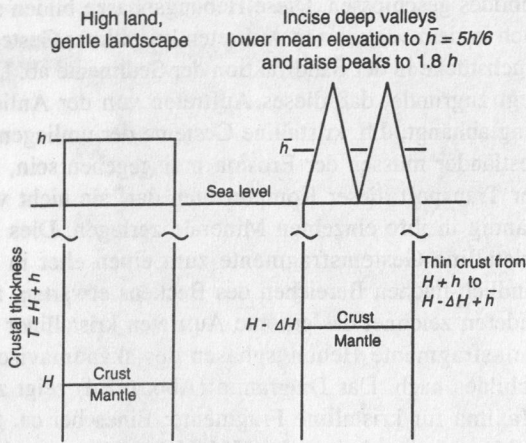


Abb. 6.4. : Hebung eines Kontinents durch die Ausbildung eines gipfligen Profiles aufgrund von Erosion. Die mittlere Höhe (h) sinkt dadurch auf $5h/6$. Kruste und Moho steigen um h , die Gipfel liegen höher, als das Plateau vorher (umgezeichnet nach MOLNAR & ENGLAND 1990).

Die neogene Hebungsphase, die sich durch das Maximum des Anteils kristalliner Gesteinsfragmente (Abb. 6.3.d) abzeichnet, wird hinsichtlich ihres Mechanismus kontrovers diskutiert. MOLNAR & ENGLAND (1990) weisen auf den beobachtbaren Zusammenhang zwischen der spätkänozoischen Klimaverschlechterung und der gleichzeitigen Hebung und Vergletscherung diverser Gebirgsketten hin. Gletschererosion ist in der Lage, ein gipfliges Relief zu produzieren, das aufgrund isostatischen Ausgleiches gehoben wird (Abb. 6.4.). Ein solcher Mechanismus besäße selbstverstärkenden Charakter. MOLNAR & ENGLAND (1990) weisen jedoch auch darauf hin, daß aus der geologischen Geschichte der untersuchten Gebiete nicht hervor geht,

ob die Gebirge initial wegen der Vergletscherung aufstiegen oder wegen des Aufstiegs vergletscherten. CLOETINGH et al. (1990) schlagen einen anderen Mechanismus vor. Sie untersuchten verschiedene Randbecken des Nordatlantiks und sehen als Grund für schnelle Vertiefung neogener Becken (s.a. Kap. 3.) bei gleichzeitiger Hebung der Beckenränder Veränderungen im Spannungsfeld der Lithosphärenplatten (Abb. 6.5.). Diese Veränderungen sollen auf eine Reorganisation der Bewegungsmuster der Plattendrift zurückgehen. Sie sehen darin ein weltweites Phänomen und können ihr tektonisches Modell numerisch simulieren.

Gletscher und Küsteneis kämen zwar als Transportmedium kristalliner Gesteinsfragmente besonders in Frage, das MOLNAR-Modell würde durch verstärktes Auftreten solcher Gesteinsfragmente in den neogenen Sedimenten vor der norwegischen Küste untermauert. Die ältesten känozoischen Vergletscherungen Skandinaviens werden jedoch auf etwa 2.5 - 2.6 Ma geschätzt (THIEDE et al. 1988), die jüngere känozoische Hauptphase des Eintrags kristalliner Gesteinsfragmente in das Arbeitsgebiet beginnt jedoch erheblich früher (Abb. 6.3.d). Eine im engeren Sinne tektonische Erklärung für die neogene Hebung Skandinaviens (CLOETINGH-Modell) läßt sich besser mit der Subsidenzgeschichte der nördlichen Nordsee (Kap. 3.3.) vereinbaren.

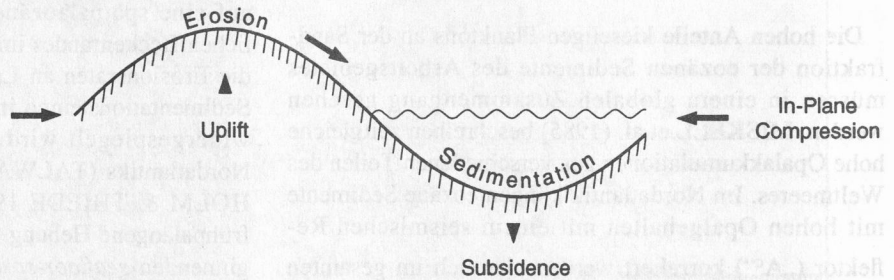


Abb. 6.5.: Hebung der Beckenflanken und Subsidenz des Beckens durch Veränderungen des Spannungsfeldes in einer Lithosphärenplatte (umgezeichnet nach CLOETINGH et al. 1990).

7. Zusammenfassung

1 Der nördliche Wiking-Graben ist im Känozoikum ein hauptsächlich durch Regression gekennzeichnetes Becken. Während im Paläozän noch Wassertiefen von mehr als 900 m herrschten, sinkt der relative Meeresspiegel im Folgenden in 5 Hauptphasen ab. Diese Hauptphasen können anhand neuer paläontologischer Daten aus drei Explorationsbohrungen in das frühe und das späte Eozän, das mittlere Oligozän, das frühe Pliozän und das späte Pliozän/frühe Quartär gestellt werden. Im Zusammenspiel mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen und Hebungen der Beckenränder schlagen sich diese Regressionen in Hiaten nieder, die zum Teil mit erheblichen Erosionsbeträgen verbunden sind. Dies führt dazu, daß nur der kleinere Teil der känozoischen Raum-/Zeitdomäne in den Sedimenten des Untersuchungsgebietes überliefert wird. Zumindest das letzte Erosionsereignis erfaßt die am östlichen Beckenrand ausstreichenden liegenden Schichten des Känozoikums und der Kreide.

2 Die beobachtbare Subsidenz des nördlichen Wiking-Grabens seit etwa 60 Ma liegt bei ca. 1400m. Diese Subsidenz gliedert sich in drei initiale Phasen: frühes Thanetium, frühes Oligozän, frühes Pliozän. Diese Phasen zeichnen sich durch jeweils erhöhte Subsidenzbeträge aus, die dann bis zur nächsten initialen Phase wieder abfallen. Spitzenwerte erreicht die neogene Subsidenzphase, deren Betrag um eine Größenordnung über denen der anderen känozoischen Phasen liegt. Dies kann nicht durch ein einfaches Modell thermischer Subsidenz eines ehemaligen Rift-Gebietes erklärt werden.

3 Den drei initialen Subsidenzphasen stehen zeitgleiche Hebungen der Beckenränder gegenüber. Die paläozäne und die neogene Phase der Beckensubsidenz bei gleichzeitiger Hebung der Beckenflanken lassen sich am besten verstehen, wenn man ihnen plattentektonische Ursachen zugrunde legt. Die Öffnung des nördlichen Nordatlantiks führte zu einer geringen Reak-

tivierung älterer Störungen im Nordseebecken und zur Hebung des umliegenden Festlandes im frühen Paläozän. Die neogene Hebung Skandinaviens, die sich in einem erhöhten Eintrag kristalliner Gesteinsfragmente in das Becken abbildet, geht auf eine Veränderung des Spannungsfeldes in der Lithosphäre zurück, die eine flexurhafte Deformation des Becken und seiner Randgebiete verursacht.

4 Der Sogne-Fjord besitzt Vorläufer, die mindestens bis in das Paläozän verfolgt werden können. Die aus seismischen Daten ableitbare Physiographie der paläozänen Schichten belegt, daß der Haupteintragsweg terrigener Sedimente im Paläozän an die Struktur des heutigen Sogne-Fjordes gebunden ist.

5 Die Zusammensetzung der känozoischen Sedimente bildet sowohl die physiographische Entwicklung des Untersuchungsgebietes und der umliegenden Festländer als auch die Beschaffenheit der Wassermassen im Detail ab. Bis in das jüngere Eozän ist die Zirkulation in der nördlichen Nordsee eingeschränkt, sodaß sich eine extreme Fazies („*Rhabdammina*-Biofazies“) mit erhöhten Anteilen sandschaliger Foraminiferen und herabgesetzter Produktion, bzw. herabgesetzter Erhaltung biogener Karbonatkomponenten ausbildet. Im Eozän erhöht sich die Produktion biogener Opals in einem klar abgegrenzten Ereignis. Dieses Ereignis ist ein globales Phänomen und geht auf intensivierte Nährstoffeintrag in das Weltmeer durch lateritische Verwitterung (erhöhte Niederschläge, erhöhte Temperaturen) an Land zurück. Die „*Rhabdammina*-Biofazies“ tritt im ausgehenden Eozän zurück, nachdem ein Wasseraustausch zwischen Nordatlantik und Nordsee zustande gekommen ist. Die damit verbundene Reorganisation der Zirkulation in der nördlichen Nordsee und die zunehmende Verfüllung des Beckens schlagen sich in der Ausbildung einer flach-neritischen Fazies und gutdurchlüftetem Bodenwasser nieder.

CALVERT, S.E. (1974): Depositional controls on the subsidence of the Wiking Graben, North Sea. *Geology*, 2: 273-299.

CALVERT, S.E. (1973): Sedimentation and subsidence in the Wiking Graben, North Sea. *Journal of Marine Research*, 31: 1-18.

CARLSEN, R., LØKEN, T. & ROALDNEC, H. (1974): The Wiking Graben, North Sea. A tectonic and sedimentary study. *Journal of Marine Research*, 32: 1-18.

CLARKE, R.H. (1973): Cenozoic subsidence of the Wiking Graben, North Sea. *Geology*, 1: 1-18.

CLOETINGH, S., GRADSTEIN, F.M., KOOI, H., WILSON, J.L. & VAN DER PLIGT, J. (1974): The Wiking Graben, North Sea. A tectonic and sedimentary study. *Journal of Marine Research*, 32: 1-18.

8. Dank

Herrn Prof. J. Thiede danke ich für die Vergabe und Betreuung der Arbeit. Die Freiheit, die er bei der Ausgestaltung des Themas gewährte, stellte für mich eine große Herausforderung und Chance dar.

NOPEC a.s stellte mir den wertvollen Satz seismischer Daten zur Verfügung, wobei H. Carstens mich einlud, einen wichtigen Teil der Interpretationsarbeit bei NOPEC a.s in Oslo durchzuführen. Dabei kam mir die Expertise und Erfahrung von T. Agdestein und K. Trommestad besonders zugute.

Das Norwegische Öldirektorat stellte die Proben zur Verfügung. Der kollegiale Kontakt mit R. Williams und die Unterstützung von A.B. Wermundsen bei der Probennahme waren eine ausgesprochene Hilfe.

Eine unverzichtbare Grundlage für das Gelingen dieser Arbeit schufen E. Steurbaut und D. Spiegler, indem sie mir erlaubten, die von ihnen erhobenen biostratigraphischen Daten zu verwenden.

Folgende studentische Kolleginnen und Kollegen nahmen mir viele Labor-, Auszähl- und Dateneingabearbeiten ab: L. Brandenburg, A. Hamich, M. Meussler, F. Rehbeen, O. Ruoff, A. Voss, S. Wenghöfer.

Besonders hervorzuheben ist R. Kantz, der mit bewundernswerter Geduld und großem Einsatz einen Hauptteil der Computer-graphischen Arbeiten durchführte. Seine Initiativen und seine selbstständige Arbeitsweise waren, neben der zusätzlichen Hilfe durch S. Körsgen, eine Hauptentlastung für mich.

W. Brückmann, G. Haass, D. Nürnberg, O. Runze und Th. Wolf haben den Entwurf der Arbeit kritisch durchgesehen. Ihre Vorschläge zu Form und Inhalt haben das Manuskript entscheidend verbessert.

Viele der mit der Arbeit verbundenen logistischen und organisatorischen Probleme lösten S. Otto, G. Nölting und V. Weber für mich. Zusammen mit M. Dalock, U. Herzog und H. Heyn machten sie oft „das Unmögliche möglich“.

Meine Familie, die meine Hinwendung zur Geologie zunächst mit besorgten Mienen quittiert hatte, unterstützte mich im Studium und auch während der Doktorandenzeit großzügig.

Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank. Am wichtigsten jedoch ist meine Frau Mara. Daß ich viele Wochenenden und Abende ohne sie und meine Tochter Theresa am Institut verbrachte, war ein sehr hoher Preis für das Gelingen dieser Arbeit.

Der BMFT förderte diese Arbeit aus Mitteln des Forschungs- und Entwicklungs-Projektes „Deutsch-Norwegische Zusammenarbeit in den Geowissenschaften“.

9. Literatur

- ALLEN, D.R. (1973): Identification of sediments - their depositional environment and degree of compaction - from well logs. - *Developm. Sedimentol.*, **18** (A): 349-401.
- BADLEY, M.E., PRICE, J.D., RAMBECH DAHL, C. & AGDESTSTEIN, T. (1988): The structural evolution of the northern Viking Graben and its bearing upon extensional modes of basin formation. - *J. Geol. Soc. London*, **145**: 455-472.
- BARTON, P., METTHEWS, D., HALL, J. & WARNER, M. (1984): Moho beneath the North Sea compared on normal incidence and wide angle seismic records. - *Nature*, **308**: 55-56.
- BEACH, A. (1986): A deep seismic reflection profile across the northern North Sea. - *Nature*, **323**: 53-55.
- BEACH, A., BIRD, T. & GIBBS, A. (1987): Extensional tectonics and crustal structure: deep seismic reflection data from the northern North Sea Viking Graben. - In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (eds.): *Continental extensional tectonics*. - *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **28**: 467-476.
- BERG, O.R. (1982): Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences: their application to the exploration for the subtle trap. - In: HALBOUTY, M.T. (ed.): *The deliberate search for the subtle trap*. - *AAPG Mem.*, **32**: 57-75.
- BERGGREN, W.A. & GRADSTEIN, F.M. (1981): Agglutinated benthonic foraminiferal assemblages in the Paleogene of the central North Sea: their biostratigraphic and depositional significance. - In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds.): *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. - Heyden & Sons.(London): 282-285.
- BOERSMA, A. (1978): Foraminifera. - In: HAQ, B.U. & BOERSMA, A. (eds.): *Introduction to marine micropaleontology*. - Elsevier (Amsterdam): 19-77.
- BOHRMANN, G. (1988): Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647). - *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **9**: 221 pp.
- BOSTROM, R.C. (1989): Subsurface exploration via satellite: structure visible in in SEASAT images of the North Sea, Atlantic continental margin, and Australia. - *AAPG Bull.*, **73** (9): 1053-1064.
- BOUMA, A.H., BERYHILL, H.L., KNEBEL, H.J. & BRENNER, R.L. (1982): Continental shelf. - In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (eds.), *Sandstone depositional environments*. - *AAPG Mem.*, **31**: 281-328.
- BROWN, L.F. & FISHER, W.L. (1980): Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration. - *AAPG Course Notes*, **16**: 181 pp.
- BUCHARDT, B. (1978): Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. - *Nature*, **275**: 121-123.
- CALVERT, S.E. (1974): Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. - *SEPM spec. publ.*, **1**, Academic Press: 273-299.
- CALVERT, S.E. (1983): Sedimentary geochemistry of silicon. - In: ASTON, S.R. (ed.): *Silicon geochemistry and biochemistry*. - Academic Press: 143-186.
- CARLSEN, R., LØKEN, T. & ROALDSET, E. (1986): Late Weichselian transgression, erosion and sedimentation at Gullfaks, northern North Sea. - In: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (eds.): *North Atlantic Palaeoceanography*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**: 145-152.
- CLARKE, R.H. (1973): Cenozoic subsidence in the North Sea. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18** (2): 329-332.
- CLOETINGH, S., GRADSTEIN, F.M., KOOI, H., GRANT, A.C. & KAMINSKI, M. (1990): Plate reorganization: a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic? - *J. Geol. Soc. London*, **147**: 495-506.

- COWIE-PATIENCE, A. & KARNER, G.D. (1990): Gravity effect of sediment compaction; examples from the North Sea and the Rhine Graben. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99** (1-2): 141-153.
- DAVIES, T.A., HAY, W.W., SOUTHAM, J.R. & WORSLEY, T.R. (1977): Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. - *Science*, **197**: 53-55.
- DAVIS, J.C. (1973): *Statistics and data analyses in geology*. - John Wiley & Sons (New York): 550 pp.
- DEEGAN, C.E. & SCULL, B.J. (comp.) (1977): A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the central and northern North Sea. - *NPD Bull.*, **1**: 35 pp.
- DONATO, J.A. & TULLY, M.C. (1981): A regional interpretation of North Sea gravity data. - In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds.): *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. - Heyden & Sons (London): 65-75.
- EHRMANN, W.U. & THIEDE, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean. - *Contrib. to Sedimentol.*, **15**: 109 pp.
- ELDHOLM, O. & THIEDE, J. (1980): Cenozoic continental separation between Europe and Greenland. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **30**: 243-259.
- ENGELN, H. (1990): Unterschätzte Küstenmeere. - *Die ZEIT*, **15**: 75.
- EVANS, T.R. & COLEMAN, N.C. (1974): North Sea geothermal gradients. - *Nature*, **247**: 28-30.
- FÜCHTBAUER, H. (ed.) (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. - *Sediment-Petrologie, II*, Schweizerbart (Stuttgart): 1141 pp.
- FÆRSETH, R.B. (1986): Trapping styles and associated hydrocarbon potential in the Norwegian North Sea. - In: HALBOUTY, T. (ed.): *Future petroleum provinces of the world*. - *AAPG Mem.*, **40**: 585-597.
- FICHLER, C. & HOSPERS, J. (1990): Deep crustal structure of the northern North Sea Viking Graben; results from deep reflection seismic and gravity data. - *Tectonophysics*, **178** (2-4): 241-254.
- GABRIELSEN, R.H., FÆRSETH, R.B., STEEL, R.J., IDIL, S. & KLØVJAN, O.S. (1990): Architectural styles of basin fill in the northern Viking Graben. - In: BLUNDELL, D.J. & GIBBS, A.D. (eds.): *Tectonic evolution of the North Sea rifts*. - Clarendon (Oxford): 158-179.
- GALLOWAY, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. - *AAPG Bull.*, **73** (2): 125-142.
- GALLOWAY, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: Application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin. - *AAPG Bull.*, **73** (2): 143-154.
- GIBBS, A.D. (1989): A model for linked basin development around the British Isles - In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H.R. (eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. - *AAPG Mem.*, **46**: 501-509.
- GILTNER, J.P. (1987): Application of extensional models to the northern Viking Graben, North Sea. - Unpubl. M.A. thesis, Univ. Texas (Austin): 118 pp.
- GLASBY, G.P. (1986): Hiatuses in manganese nodule growth. - *Geo-Marine Letters*, **5**: 247-252.
- GLENNIE, K.W. (1986): The structural framework and the pre-Permian history of the North Sea area. - In: GLENNIE, K.W. (ed.): *Introduction to the petroleum geology of the North Sea*. - (2. Ed.), Blackwell (Oxford): 17-39.
- HAMAR, G.P. (1982): Tektonisk historie av Nordsjøen. - *Dansk Geol. Forening Årsskrift 1981*: 161-164.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sealevel since the Triassic. - *Science*, **235**: 1156-1167.

- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.L. & SMITH, D.G. (1990): A geologic time scale 1989. - Cambridge Univ. Press (Cambridge): 263 pp.
- HAVSKOV, J. & BUNGUM, H. (1987): Source parameters for earthquakes in the northern North Sea. - *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **67** (1): 51-58.
- HAY, W.W., SHAW, C.A. & WOLD, C.N. (1989): Mass-balanced paleogeographic reconstructions. - *Geol. Rundschau*, **78** (1): 207-242.
- HENRICH, R., WOLF, T., BOHRMANN, G. & THIEDE, J. (1989): Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by the variability of coarse fraction composition in sediments from the Vøring Plateau - ODP Leg 104 drillsites. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, **104**, Ocean Drilling Program (College Station, USA): 77-188.
- HERITIER, F.E., LOSSEL, P. & WATHNE, E. (1978): Frigg field - large submarine fan trap in lower Eocene rocks of North Sea Viking Graben. - *AAPG Bull.*, **63**: 1999-2020.
- HISCOTT, R.N., WILSON, R.C.L., GRADSTEIN, F.M., PUJALTE, V. GARCIA-MONDEJAR, J., BOUDREAU, R.R. & WISHART, H.A. (1990): Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. - *AAPG Bull.*, **74** (1): 60-76.
- HOLTEDAHL, O. (1953): On the oblique uplift of some northern lands. - *Norsk Geogr. Tidsskr.*, **14**: 132-139.
- HOLTEDAHL, O. (1960): On supposed marginal faults and the oblique uplift of the land mass in Cenozoic times. - *Norg. Geol. Unders.*, **208**: 351-357.
- IES (1990): PDI-PC 1D basin modelling software manual. - IES (Jülich).
- ISAKSEN, D. & TONSTAD, K. (eds.) (1989): A revised Cretaceous and Tertiary lithostratigraphic nomenclature for the Norwegian North Sea. - *NPD Bull.*, **5**: 59 pp.
- JACQUÉ, M. & THOUVENIN, J. (1975): Lower Tertiary tuffs and volcanic activity in the North Sea. - In: WOODLAND, A.W. (ed.): *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe*, Vol. 1: Geology. - Applied Science Publishers (Barking): 455-465.
- KAMINSKI, M.A., GRADSTEIN, F.M. & BERGGREN, W.A. (1989): Paleogene benthic foraminifera biostratigraphy and paleoecology at site 647, southern Labrador Sea. - In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B. et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), **105**: 705-730.
- KENNETT, J.P. (1982): *Marine geology*. - Prentice-Hall (Englewood Cliffs, N.J.): 813 pp.
- KING, C. (1989): Cenozoic of the North Sea. - In: JENKINS, D.G. & MURRAY, J.W. (eds.), *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera*. - Ellis Horwood (Chichester): 418-489.
- KNOX, R.W.O'B., MORTON, A.C. & HARLAND, R. (1981): Stratigraphical relationships of Paleocene sands in the UK sector of the central North Sea. - In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds.), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. - Heyden & Sons (London): 267-281.
- KNOX, R.W.O'B. & MORTON, A.C. (1988): The record of early Tertiary North Atlantic volcanism in sediments of the North Sea Basin. - In: MORTON, A. C. & PARSON, L. M. (eds.), *Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **39**: 407-419.
- KOCKEL, F. (ed.) (1980): A lithostratigraphic scheme for the North West European Tertiary basin. - *Newsl. Stratigr.*, **8** (3): 236-237.
- KOOI, H. & CLOETINGH, S. (1989): Intraplate stresses and the tectono-stratigraphic evolution of the central North Sea - In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H.R. (eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. - *AAPG Mem.*, **46**: 541-558.
- LISTER, G.S., ETHERIDGE, M.A. & SYMONDS, P.A. (1986): Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. - *Geology*, **14**: 246-250.

- MADIRAZZA, I. (1982): Geology and structure of the North Sea basin. - *GeoKompendier*, **21**, Geol. Inst. Aarhus: 109 pp.
- MALM, O.A., CHRISTENSEN, O.B., FURNES, H., LØVLIE, R. RUSELÅTTEN, H. & ØSTBY, K.L. (1984): The lower Tertiary Balder Formation: An organogenic and tuffaceous deposit in the North Sea region. - In SPENCER, A.M. (ed.): *Petroleum geology of the North European margin*. - Graham and Trotman (London): 149-170.
- MARSDEN, D. (1989): Layer cake depth conversion. - *The leading edge of exploration*, **8** (1): 10-14.
- MARSDEN, G., YIELDING, G., ROBERTS, A.M. & KUSZNIR, N.J. (1990): Application of a flexural cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension to the formation of the northern North Sea basin. - In: BLUNDELL, D.J. & GIBBS, A.D. (eds.): *Tectonic evolution of the North Sea rifts*. - Clarendon (Oxford): 240-261.
- McKENZIE, D. (1978): Some remarks on the developments of sedimentary basins. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**: 25-32.
- McQUILLIN, R., BACON, M. & BARCLAY, W. (1984): An introduction to seismic interpretation. - *Reflection seismics in petroleum exploration*. - Graham & Trotman (London): 287 pp.
- MERKEL, R.H. (1979): Well log formation evaluation. - *AAPG Cont. Educ. Course Notes Ser.*, **14**: 82 pp.
- MIALL, A.D. (1984): *Principles of sedimentary basin analysis*. - Springer (New York): 490 pp.
- MISKELL, K.J., BRASS, G.W. & HARRISON, C.G.A. (1985): Global patterns in opal deposition from Late Cretaceous to Late Miocene. - *AAPG Bull.*, **69**: 996-1012.
- MITCHUM, R.M. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. - In: PAYTON, C.E. (ed.): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. - *AAPG Mem.*, **26**: 205-212.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. - In: PAYTON, C.E. (ed.): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. - *AAPG Mem.*, **26**: 117-133.
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P. (1990): Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?. - *Nature*, **346**: 29-34.
- MORTON, A.C. (1982): Lower Tertiary sand development in Viking Graben, North Sea. - *AAPG Bull.*, **66** (10): 1542-1559.
- MORTON, A.C. & PARSON, L.M. (eds.) (1988): Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **39**: 477 pp.
- MURAWSKI, H. (1976): Raumproblem und Bewegungsablauf an listrischen Flächen, insbesondere bei Tiefenstörungen. - *N. Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsheft*, **4**: 209-220.
- NIELSEN, O.B., SØRENSEN, S., THIEDE, J. & SKARBØ, O. (1986): Cenozoic differential subsidence of North Sea. - *AAPG Bull.*, **70**: 276-298.
- NILSEN, T.H. (1978): Lower Tertiary laterite on the Iceland-Faeroe Ridge and the Thulean land bridge. - *Nature*, **274**: 786-788.
- NOPEC a.s (1988): *North Sea Atlas - a structural encyclopedia*. - Vol. 1: Maps and geolines: 139 Tafeln; Vol. 2: Basinwide maps: 9 Karten; Vol. 3: Seismic atlas: 100 Sektionen., Nopec a.s (Nærnes, Norwegen).
- NPD (1988): Boreholelist (listed by boreholes). - *Sektjon for Operasjonsgeologi*: 64 pp.
- NPD (1985): Wells completed 1979. - *Well Data Summary Sheets*, 10, Oljedirektoratet (Stavanger).
- NPD (1986): Wells completed 1980. - *Well Data Summary Sheets*, 11, Oljedirektoratet (Stavanger).

- NPD (1987): Wells completed 1981. - Well Data Summary Sheets, 12, Oljedirektoratet (Stavanger).
- NPD (1988): Wells completed 1982. - Well Data Summary Sheets, 13, Oljedirektoratet (Stavanger).
- NPD (1989): Wells completed 1983. - Well Data Summary Sheets, 14, Oljedirektoratet (Stavanger).
- NPD (1990): Wells completed 1984. - Well Data Summary Sheets, 15, Oljedirektoratet (Stavanger).
- PARKER, J.R. (1975): Lower Tertiary sand development in the central North Sea. - In: WOODLAND, A.W. (ed.), *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe*, Vol. 1: Geology. - Applied Science Publishers (Barking): 447-452.
- PARSONS, B. & SCLATER, J.G. (1977): An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. - *J. Geophys. Res.*, **82**: 803.
- PATURET, D. (1971): Different methods of time-depth conversion with and without migration. - *Geophys. Prospect.*, **19**: 27-41.
- PAYTON, C.E. (ed.) (1977): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. - AAPG Mem., **26**: 516 pp.
- POAG, C.W. & SCHLEE, J.S. (1984): Depositional sequences and stratigraphic gaps on submerged United States Atlantic margin. - In: SCHLEE, J.S. (ed.): *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. - AAPG Mem., **36**: 165-182.
- PORRENGA, D.A. (1967): Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. - *Mar. Geol.*, **5**: 495-501.
- PRIISHOLM, S. & MICHELSEN, O. (1978): The use of porosity logs in lithology determination, lithostratigraphy and basin analyses. - *Danm. geol. Unders., Årbog 1977*: 89-100.
- READING, H.G. (1986): *Sedimentary environments and facies*. - Blackwell (Oxford): 615 pp.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1980): *Depositional sedimentary environments*. - Springer (Berlin): 549 pp.
- RHOADS, D.C. & MORSE, J.F. (1978): Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient basins. - *Lethaia*, **4**: 413-428.
- RIECH, V. & von RAD, U. (1979): Eocene porcelanites and Early Cretaceous cherts from the western North Atlantic Basin. - In: TUCHOLKE, B.E., VOGT, P.R. et al.: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **43**: 437-456.
- RISE, L. & ROKOENGEN, K. (1984): Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60°30'N and 62°N. - *Mar. Geol.*, **58** (3/4): 287-317.
- ROCHOW, K.A. (1981): Seismic stratigraphy of the North Sea "Paleocene" deposits. - In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds.), *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. - Heyden & Sons. (London): 255-265.
- ROKOENGEN, K. & RØNNINGSLAND, T.M. (1983): Shallow bedrock geology and the Quaternary thickness of the Norwegian sector of the North Sea between 60°30' and 62°N. - *Norsk Geol. Tidsskr.*, **63** (2): 83-102.
- RUNDBERG, Y. (1989): Tertiary sedimentary history and basin evolution of the Norwegian North Sea between 60° - 62°N - An integrated approach. - Unpubl. Ph.D. thesis, University of Trondheim: 292 pp.
- RUNDBERG, Y. & SMALLEY, P.C. (1989): High-resolution dating of Cenozoic sediments from northern North Sea using 87Sr/86Sr stratigraphy. - *AAPG Bull.*, **73** (3): 298-308.
- SAELAND, G.T. & SIMPSON, G.S. (1982): Interpretation of 3-D data in delineating a subconformity trap in block 34/10, Norwegian North Sea. - *AAPG Bull.*, **66**: 217-235.
- SANGREE, J.B. & WIDMIER, J.M. (1979): Interpretation of depositional facies from seismic data. - *Geophysics*, **44**: 131-160.

- SARG, J.F. & SKJOLD, L.J. (1982): Stratigraphic traps in Paleocene sands in the Balder area, North Sea. - In: HALBOUTY, M.T. (ed.): The deliberate search for the subtle trap. - AAPG Mem., **32**: 197-206.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und dem Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. - "Meteor" Forsch. Erg., Reihe C, **5**: 1-113.
- Schlumberger (1974): Log interpretation - Applications. - Schlumberger Ltd. (New York): 116 pp.
- Schlumberger (1985): Log interpretation charts. - Schlumberger Ltd. (New York): 112 pp.
- SCHROLL, E. (1974): Analytische Geochemie, Band I: Methodik. - Enke (Stuttgart): 292 pp.
- SCLATER, J.G. & CHRISTIE, P.A.F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. - J. Geophys. Res., **85** (B7): 3711-3739.
- SCOTT, D.L. & ROSENDAHL, B.R. (1989): North Viking Graben: an East African perspective. - AAPG Bull., **73** (2): 155-165.
- SERRA, O. (1984): Fundamentals of well-log interpretation. 1. The acquisition of logging data. - Developments in Petroleum Science, **15** (A), Elsevier (Amsterdam): 423 pp.
- STECKLER, M.S. & WATTS, A.B. (1978): Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. - Earth Planet. Sci. Lett., **41**: 1-13.
- STURBAUT, E., SPIEGLER, D., WEINELT, M. & THIEDE, J. (1991): Progress report for April 1991 to December 1991 of project „Cenozoic erosion and sedimentation on the Northwest European continental margin and adjacent areas“ within „German-Norwegian cooperation in geosciences“. - intern. Report (GEOMAR): 30 pp.
- STONE, D.S. (1991): Analysis of scale exaggeration on seismic profiles. - AAPG Bull., **75** (7): 1161-1177.
- STOW, D.A.V., HOWELL, D.G. & NELSON, C.H. (1984): Sedimentary, tectonic, and sea-level controls on submarine fan and slope-apron turbidite systems. - Geo-Marine Letters, **3**: 57-64.
- SUMMERHAYES, C.P. (1986): Sealevel curves based on seismic stratigraphy: Their chronostratigraphic significance. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **57**: 27-42.
- TALWANI, M. & ELDHOLM, O. (1977): Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. - Geol. Soc. Amer. Bull., **88**: 969-999.
- THIEDE, J. (1979): History of the North Atlantic Ocean: evolution of an asymmetric zonal paleoenvironment in a latitudinal basin. - In: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W.B.F. (eds.): Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment. - M. Ewing Series (AGU), **3**: 275-296.
- THIEDE, J. & ELDHOLM, O. (1983): Speculations about the paleodepth of the Greenland-Scotland Ridge during Late Mesozoic and Cenozoic times. - In: BOTT, M.H.P., SAXOV, S., TALWANI, M. & THIEDE, J. (eds.): Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge. - NATO Conf. Ser. IV, **8**: 445-456.
- THIEDE, J. & EHRMANN, W.U. (1986): Late Mesozoic and Cenozoic sediment flux to the central North Atlantic Ocean. - In: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (eds.): North Atlantic Palaeoceanography. - Geol. Soc. Spec. Publ., **21**: 3-15.
- THIEDE, J., DIESEN, G.W., KNUDSEN, B.-E. & SNÅRE, T. (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea. - Mar. Geol., **69**: 323-352.
- THIEDE, J., SPIELHAGEN, R.F. & WEINELT, M.H. (1988): Cenozoic northern hemisphere paleoclimate: an enigma of correlation of oceanic and continental stratigraphic sequences. - Meyniana, **40**: 47-53.
- THOMAS, F.C. (1991): Paleoecology of late Eocene-Oligocene foraminiferal assemblages in a two-well transect across the North-East Newfoundland shelf. - J. Micropaleont., **10** (1): 57-67.
- THORNE, J.A. & WATTS, A.B. (1989): Quantitative analysis of North Sea subsidence. - AAPG Bull., **73** (1): 88-116.

- TORSKE, T. (1972): Tertiary oblique uplift of western Fennoscandia: crustal warping in connection with rifting and the break-up of the Laurasian continent. - *Norges Geol. Unders.*, **273**: 43-48.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - In: PAYTON, C.E. (ed.): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. - AAPG Mem., **26**: 49-212.
- van HINTE, J.E. (1978): Geohistory analyses - application of micropaleontology in exploration geology. - AAPG Bull., **62** (2): 201-220.
- VINKEN, R. (ed.) (1988): The Northwest European Tertiary basin. - *Geol. Jb.*, **A 100**: 7-508.
- VORREN, T.O., RICHARDSEN, G., KNUTSEN, S.-M. & HENRIKSEN, E. (1991): Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea. - *Mar. Petrol. Geol.*, **8** (3): 317-340.
- WALSH, J.J. (1988): On the nature of continental shelves. - Academic Press (San Diego, Ca.): 520 pp.
- WATTS, A.B. (1982): Tectonic subsidence, flexure, and global changes in sealevel. - *Nature*, **297**: 469-474.
- WATTS, A.B. & STECKLER, M.S. (1979): Subsidence and eustacy at the continental margin of eastern North America. - In: TALWANI, M., HAY, S. & RYAN, W. (eds.): *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment*. - Maurice Ewing Series, **3**, A.G.U.: 218-234.
- WATTS, A.B. & THORNE, J. (1984): Tectonics, global changes in sealevel and their relationship to stratigraphical sequences at the U.S. Atlantic continental margin. - *Mar. Petrol. Geol.*, **1**: 319-339.
- WHITE, N. (1990): Does the uniform stretching model work in the North Sea? - In: BLUNDELL, D.J. & GIBBS, A.D. (eds.): *Tectonic evolution of the North Sea rifts*. - Clarendon (Oxford): 217-239.
- WOLF, T.C.W. (1991): Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen. - *GEOMAR Report*, **5**: 92 pp.
- WOOD, R. & BARTON, P. (1983): Crustal thinning and subsidence in the North Sea. - *Nature*, **302**: 134-136.
- WOOD, R.J., EDRICH, S.P. & HUTCHISON, I. (1989): Influence of North Atlantic tectonics on the large scale uplift of the Stappen High and Loppa High, western Barents Shelf. - In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H.R. (eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. - AAPG Mem., **46**: 559-566.
- ZIEGLER, B. (1983): Einführung in die Paläobiologie Teil 2: Spezielle Paläontologie. - Schweizerbart (Stuttgart): 409 pp.
- ZIEGLER, P.A. (1980): Evolution of sedimentary basins in north-west Europe.- In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds.): *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*. - Heyden & Sons. (London): 3-42.
- ZIEGLER, P.A. (1982): Geological atlas of western and central Europe. - Shell Int. Petr. Maatschappij B.V.: 130 pp.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. - AAPG Mem., **43**: 198 pp.
- ZIEGLER, P.A. (1989): Evolution of the North Atlantic - an overview. - In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H.R. (eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. - AAPG Mem., **46**: 111-129.
- ZIEGLER, P.A. & van HOORN, B. (1989): Evolution of the North Sea rift system - In: TANKARD, A.J. & BALKWILL, H.R. (eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. - AAPG Mem., **46**: 471-500.
- ZIEGLER, W.H. (1975): Outline of the geological history of the North Sea. - In: WOODLAND, A.W. (ed.): *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe, Vol. 1: Geology*. - Applied Science Publishers (Barking): 165-190.

10. Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen	
Abb. 1.1.: Heutige Verteilung der Schelfmeere (umgezeichnet nach READING 1986).....	7
Abb. 1.2.: Grundgebirgsstruktur der Nordsee nach SEASAT-Daten (umgezeichnet nach BOSTROM 1989).....	8
Abb. 1.3.: Lage des Arbeitsgebietes der vorliegenden Untersuchung . Dargestellt ist die tektonische Struktur der nördlichen Nordsee (umgezeichnet nach NOPEC 1988).	9
Abb. 2.1.: Arbeitsgebiet mit den hier bearbeiteten Bohrungen und den zur Verfügung stehenden seismischen Profilen.	11
Abb. 2.2.: Übersicht der beprobten Bohrungen.....	13
Abb. 2.3.: Fließdiagramm für die Arbeitsgänge der Probenbearbeitung.....	14
Abb. 2.4.: Fließdiagramm für die Arbeitsgänge der seismischen Interpretation.	15
Abb. 2.5. (oben): Angenommene Mindestwassertiefe im älteren Eozän, wie sie sich aus der Physiographie der paläozänen Sequenz ergibt.	18
Abb. 2.5. (unten): Der im Text beschriebene, regressive Trend im Arbeitsgebiet der eustatischen Meeresspiegelkurve von HAQ et al. (1987) zuaddiert.	18
Abb. 2.6.: Datengrundlage der Isoliniendiagramme. Gegenüberstellung von geschätzter Paläowassertiefe und Alter der Proben.	19
Abb. 3.1.: Paläontologische Daten und chronostratigraphische Einstufungen der Bohrung 34/04-01 (aus STEURBAUT et al. 1991)	21
Abb. 3.2.: Paläontologische Daten und chronostratigraphische Einstufungen der Bohrung 34/10-11 (aus STEURBAUT et al. 1991)	22
Abb. 3.3.: Paläontologische Daten und chronostratigraphische Einstufungen der Bohrung 35/11-01 (aus STEURBAUT et al. 1991)	23
Abb. 3.4.: Diverse Porositäts-/Tiefenkurven aus der Literatur für sandige und tonige Sedimente. Die gestrichelte Linie repräsentiert jeweils das Kompaktionsverhalten, wie es von PDI/PC modelliert wird (umgezeichnet nach IES 1990).	24
Abb. 3.5.: Subsidenzkurven der Bohrungen.	25
Abb. 3.6.: Subsidenzraten für 6 Bohrungen aus dem Zentral-Graben und dem Moray-Firth-Becken (aus SCLATER & CHRISTIE 1980).	26
Abb. 3.7.: Durchschnittliche "Sedimentationsraten" für das Tertiär des dänischen und norwegischen Zentralgrabens (aus NIELSEN et al. 1986).	27
Abb. 3.8.: Känozoische "Sedimentationsraten" aus verschiedenen Teilbecken des Weltmeeres (Gesamtsediment und Karbonat, DAVIES et al. 1977).	27
Abb. 3.9.: Sedimentationstempo der drei Bohrungen.	28
Abb. 4.1.: Einige wichtige Termini für die Beschreibung seismischer Grenzflächen und interner Reflektorkonfiguration (nach MITCHUM et al. 1977).	30
Abb. 4.2.-4.6.: Seismische Sektion im Fallen der Schichten (ca. 61°15'N). Lokation siehe auch Abb. 4.6.	32-35
K. 1.1. - K 1.6.: Tiefe der jeweiligen Sequenzgrenze unter Meeresspiegel.	38-43
K. 1.7.: „Quartär“-abgedeckte Karte.	44
K 2.1. - K 2.5.: Mächtigkeiten der jeweiligen Sequenzen in Metern.....	46-50

Abb. 4.6.: Lage der Querprofile, Abb. 4.7 - 4.8, im Arbeitsgebiet. Ebenfalls eingetragen: das in Abb. 4.2. - 4.5. gezeigte seismische Profil.....	51
Abb. 4.7.: Querprofile im Fallen der Schichten, aus den Mächtigkeitkarten konstruiert.....	52
Abb. 4.8.: Querprofile im Streichen der Schichten, aus den Mächtigkeitkarten konstruiert.....	53
Abb. 4.9.: Chronostratigraphische Lage der seismischen Sequenzgrenzen in den Bohrungen.....	54
Abb. 5.1.: Ergebnisse der granulometrischen Analysen für die Bohrung 34/04-01 im Vergleich mit Log-Daten.....	55
Abb. 5.2.: Ergebnisse der granulometrischen Analysen für die Bohrung 34/10-11 im Vergleich mit Log-Daten.....	56
Abb. 5.3.: Ergebnisse der granulometrischen Analysen für die Bohrung 35/11-01 im Vergleich mit Log-Daten.....	57
Abb. 5.4.: Anteile biogener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/04-01.....	58
Abb. 5.5.: Anteile terrigener und authigener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/04-01.....	59
Abb. 5.6.: Anteile biogener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/10-11.....	60
Abb. 5.7.: Anteile terrigener und authigener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 34/10+11.....	61
Abb. 5.8.: Anteile biogener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 35/11-01.....	62
Abb. 5.9.: Anteile terrigener und authigener Komponenten an der Sandfraktion der Bohrung 35/11-01.....	63
Abb. 5.10.: Ergebnisse der Faktorenanalyse.....	66
Abb. 6.1.a: Vereinfachtes seismo-stratigraphisches Querprofil.....	68
Abb. 6.1.b: Chronostratigraphische Sektion, basierend auf Abb. 6.1.a und biostratigraphischen Daten.....	68
Abb. 6.2.a-d: Verteilung der biogenen Komponentengruppen in Abhängigkeit von geschätzter Paläowassertiefe und geologischer Zeit. Isolinien verbinden Punkte gleicher Kornzahlprozentanteile an der Sandfraktion.....	70
Abb. 6.3. a, b, d: Verteilung mineralischer Komponentengruppen in Abhängigkeit von geschätzter Paläowassertiefe und Zeit im Arbeitsgebiet. c: Anteil der Sandfraktion an den Proben.....	72
Abb. 6.4.: Hebung eines Kontinents durch die Ausbildung eines gipfligen Profiles aufgrund von Erosion (umgezeichnet nach MOLNAR & ENGLAND 1990).....	74
Abb. 6.5.: Hebung der Beckenflanken und Subsidenz des Beckens durch Veränderungen des Spannungsfeldes in einer Lithosphärenplatte (umgezeichnet nach CLOETINGH et al. 1990).....	74
Tab. 2.1.: Kenndaten der bearbeiteten Bohrungen.....	12
Tab. 2.2.: Gruppierung der ausgezählten Komponentenarten.....	16
Tab. 5.1.: Abkürzungen in den lithologischen Beschreibungen.....	56