

**HYDRODYNAMISCHE ÄNDERUNGEN DES  
MITTELMEERAUSSTROMWASSERS  
UND DEREN ABBILDUNG IN DEN SEDIMENTEN DES  
IBERISCHEN KONTINENTALHANGS**

**Dissertation**

zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

vorgelegt von

**Kristina Heilemann**

Kiel, 2000

## Inhaltsverzeichnis

### Zusammenfassung/Abstract

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2. Untersuchungsgebiet</b>	<b>3</b>
2.1 Tektonik	3
2.2 Hydrographie	5
2.3 Sedimentverteilung	9
2.4 Konturite und Turbidite	10
<b>3. Methodik</b>	<b>13</b>
3.1 Sedimentphysik	13
3.1.1 Hydroakustik	13
3.1.2 Sedimentphysikalische Parameter	14
3.2 Sedimentologie	20
3.2.1 Probenmaterial und Aufbereitung	20
3.2.2 Meßprinzip des Sedigraphen 5100	22
3.2.3 Auswertung der Korngrößenanalysen	24
<b>4. Ergebnisse</b>	<b>30</b>
4.1 Sedimentphysik	30
4.1.1 Hydroakustik	30
4.1.2 Sedimentphysikalische Parameter	39
4.2 Sedimentologie	46
4.2.1 Mittlere Korngröße und Strömungsgeschwindigkeit	46
4.2.2 Histogramme	49
<b>5. Diskussion</b>	<b>51</b>
5.1 Korngrößen als Anzeiger von Strömungsintensitäten	51
5.2 Hydrodynamik und Sedimenttransport	58
5.2.1 Einfluß der Morphologie auf Strömungsintensitäten	58
5.2.2 Einfluß des Liefergebiets	60

---

5.3 Sedimentation unter dem Einfluß des MOWs seit dem LGM	62
5.3.1 Einfluß der Wassermassen auf die Kernlokationen	62
5.3.2 Sedimente als Anzeiger für klimagesteuerte Veränderungen des MOWs	66
5.3.3 Paläoströmungsgeschwindigkeiten des MOWs	68
5.3.4 Charakteristische Signaturen des MOWs in den Sedimenten des Golfs von Cadiz	69
<b>6. Schlußfolgerung</b>	<b>73</b>
<b>Dank</b>	<b>76</b>
<b>Formelverzeichnis</b>	<b>77</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>78</b>
<b>Abbildungs- und Tabellenverzeichnis</b>	<b>83</b>
<b>Anhang</b>	<b>88</b>

### **Zusammenfassung**

Klimatische Schwankungen verursachen Veränderungen in den Zirkulationsmustern der Weltmeere. Unter diesem Einfluß steht auch das Mittelmeerausstromwasser (MOW), das mit seinem konturparallelen Verlauf die Sedimentation am süd- und westiberischen Kontinentalhang beeinflusst. Die strömungsgeprägten Sedimentablagerungen aus diesem Gebiet sind daher besonders geeignet, die hydrodynamischen Veränderungen des MOWs zu rekonstruieren. Detaillierte Untersuchungen der Siltkorngößenverteilung an Sedimentkernen unter Einbeziehung sedimentphysikalischer und hydroakustischer Daten bieten die Gelegenheit, Paläoströmungsgeschwindigkeiten des MOWs zu berechnen und somit die Sedimentationsgeschichte im Golf von Cadiz und entlang des portugiesischen Kontinentalhangs darzustellen. Eine isopenstratigraphische Einordnung des Kernmaterials, das in seiner zeitlichen Erstreckung das letzte glaziale Maximum erfaßt, ermöglicht die Datierung strömungsgeprägter Horizonte, die als Anzeiger für Variationen in den Paläoströmungsintensitäten dienen. Die Auswertung und Interpretation aller Untersuchungsergebnisse erlauben die Erstellung einer ozeanischen Ereignisstratigraphie für das MOW seit dem Spätpleistozän.

### **Abstract**

Climatic changes cause alterations in circulation patterns of the world oceans. The highly saline Mediterranean Outflow Water (MOW), built within the Mediterranean Sea crosses the Strait of Gibraltar in westerly directions, turning north-westward to stick to the Iberian Slope within 600-1500m water depths. Circulation pattern and current speed of the MOW are strongly influenced by climatically induced variations and thus control sedimentation processes along the South- and West - Iberian Continental Slope.

Sedimentation characteristics of the investigated area are therefore suitable to reconstruct temporal hydrodynamic changes of the MOW. Detailed investigations on the silt-sized grain distribution, physical properties and hydroacoustic data were performed to recalculate paleo-current-velocities and to understand the sedimentation history in the Gulf of Cadiz and the Portuguese Continental Slope. A time model based on  $^{18}\text{O}$ -data and  $^{14}\text{C}$ -datings of planktic foraminifera allowed the stratigraphical classification of the core material and thus the dating of the current induced sediment layers showing the variations of paleo-current intensities. The evaluation and interpretation of the gathered data sets enabled us to reconstruct lateral and temporal sedimentation patterns of the MOW for the Holocene and the late Pleistocene, back to the Last Glacial Maximum (LGM).

## 1. Einleitung

Die Straße von Gibraltar verbindet das Mittelmeer mit dem offenen Atlantik. Über diese Schwelle kommt es aufgrund thermohaliner Zirkulation zum Austausch von Wassermassen. Das Mittelmeerausstromwasser (MOW), dessen hydrodynamische Veränderungen eng an das globale Klimageschehen geknüpft sind, prägt die Sedimentablagerungen am südiberischen Kontinentalhang. Nach dem Verlassen der Straße von Gibraltar nimmt das MOW, beeinflusst durch die morphologischen Begebenheiten des Meeresbodens, der Schwer- und Corioliskraft, einen nordwestlichen Verlauf. Die Transportenergie der Wassermassen führt zu Ablagerungen großräumiger Sedimentsequenzen, sogenannter „Konturite“ (FAUGERES et al., 1993).

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, Paläozirkulationsstrukturen, die auf quartäre Klimaschwankungen zurückzuführen sind, zu rekonstruieren. Dabei bilden die Sedimente des Golfs von Cadiz, die im proximalen und distalen Einflußbereich des MOWs liegen, ein geeignetes Werkzeug, um Kenntnisse über die hydrodynamischen Veränderungen zu erhalten. Hydroakustische Profilaufnahmen des Arbeitsgebiets und detaillierte sedimentphysikalische und sedimentologische Untersuchungen an Schwerelotkernen der METEOR-Ausfahrt M39/1, die im Frühjahr 1997 stattgefunden hat, ermöglichen es, Aussagen über Strömungsintensitäten und -charakteristika des MOWs seit dem Spätpleistozän zu treffen. Zeitliche und räumliche Variabilität von Strömungsgeschwindigkeiten verursachen an der Sedimentoberfläche Vorgänge wie Erosion, Transport und Ablagerung, die sich im Kornverteilungsspektrum der Meeressedimente abzeichnen. Untersuchungen an Konturitsequenzen, die wegen ihrer zeitlichen Auflösung und kontinuierlichen Sedimentationsabfolge geeignet sind, eine hydrodynamische Ereignisstratigraphie des MOWs zu erstellen, stehen im Vordergrund der vorliegenden Arbeit.

Dafür stehen folgende Untersuchungsmethoden zur Verfügung:

1) Seismische Erkundung:

Einsatz der sich an Bord des Forschungsschiffes METEOR befindlichen PARASOUND- und HYDROSWEEP-Systeme, die eine dreidimensionale Darstellung der Morphologie des Meeresbodens und Einsicht in die vertikalen Untergrundreflektoren geben.

2) Sedimentphysikalische Untersuchungen:

Ermittlung der Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetischen Suszeptibilität an den Schwerelotkernen mit dem Multi-Sensor-Kernlogger.

3) Sedimentologische Untersuchungen:

Ermittlung der mittleren Korngröße der Siltkornfraktion (kleiner 63  $\mu\text{m}$ ) ausgewählter Sedimentproben mit dem Sedigraphen 5100 (nach MCCAVE et al., 1995).

Das Entziffern der hydrodynamischen Veränderungen des MOWs erfolgt durch die detaillierten sedimentologischen Untersuchungen der Siltkornfraktion unter Einbeziehung sedimentphysikalischer und hydroakustischer Datensätze. Diese Arbeiten werden von isotopestratigraphischen Ergebnissen (SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999) flankiert. Dadurch wird es möglich, strömungsgeprägte Ereignisse, die ihre Signale in den Sedimenten aus dem Golf von Cadiz und entlang des westiberischen Kontinentalhangs hinterlassen, zeitlich einzuordnen und paläoozeanographisch zu interpretieren.

Unter Anwendung empirischer Formeln aus der Hydrodynamik wurden kritische Paläoströmungsgeschwindigkeiten für das MOW berechnet. Weitere Auswertungen der sedimentologischen Analysen in Form von Verteilungskurven des Korngrößenspektrums geben Einblicke in die Änderungen der Zirkulationsmuster der Bodenwassermassen. Dadurch gelingt es, Zeiteinheiten, in denen die Wassermassen eine starke erosive Wirkung hatten, von Zeitintervallen abzugrenzen, in denen die Bodenströmungen transportdominierend oder akkumulierend waren.

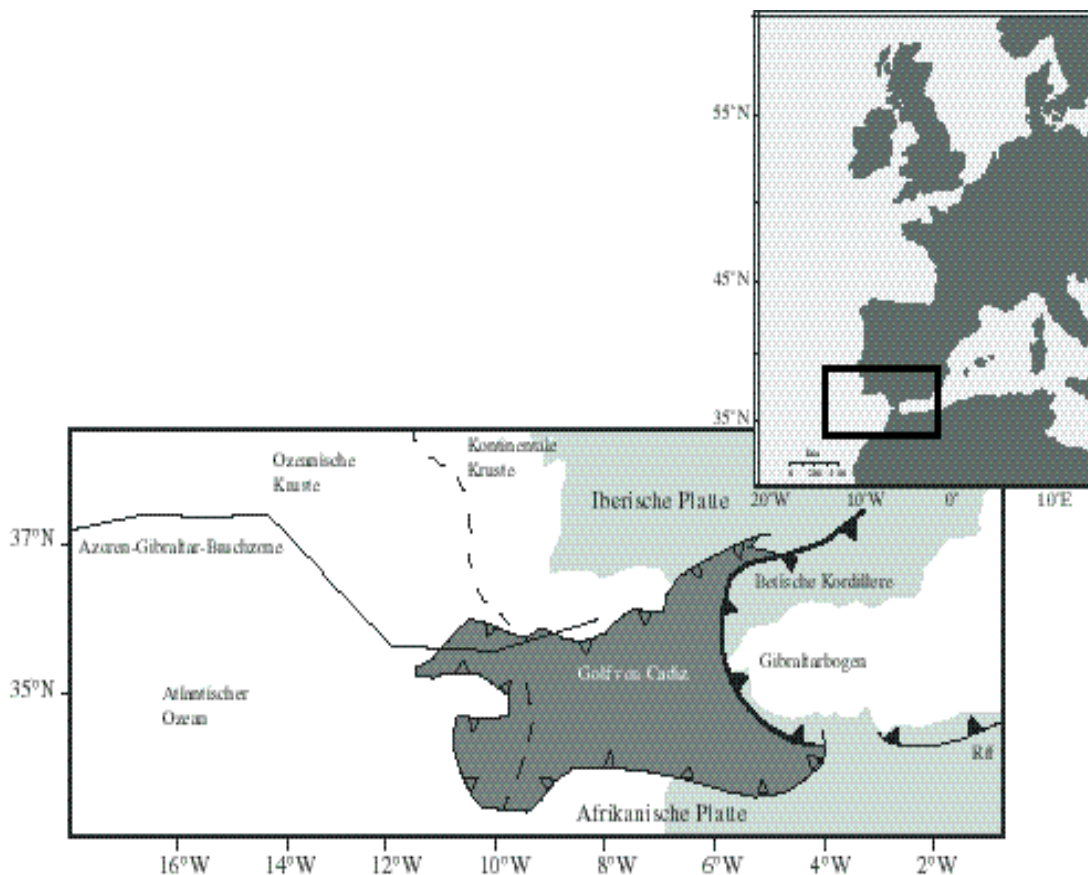
Basierend auf den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit erfuhr das MOW seit dem letzten Hochglazial aufgrund klimatischer Variabilität drei Intensivierungsepisoden, die zur Ablagerung sandiger Sedimente führten und sich im signifikanten Anstieg der Paläoströmungsgeschwindigkeiten widerspiegeln.

## 2. Untersuchungsgebiet

### 2.1 Tektonik

In den letzten 20 Jahren stand der iberische Kontinentalhang im Mittelpunkt zahlreicher Untersuchungen. Das Wissen über die geologischen Vorgänge der Vergangenheit ist eine unerläßliche Grundlage für das Verständnis der sedimentologischen Entwicklungsgeschichte seit der letzten Vereisung der Nordhemisphäre.

Den geologischen Rahmen für den Golf von Cadix bildet die Grenze zwischen der Eurasischen und Afrikanischen Platte und des westlichsten Ausläufers des Mittelmeerraums.

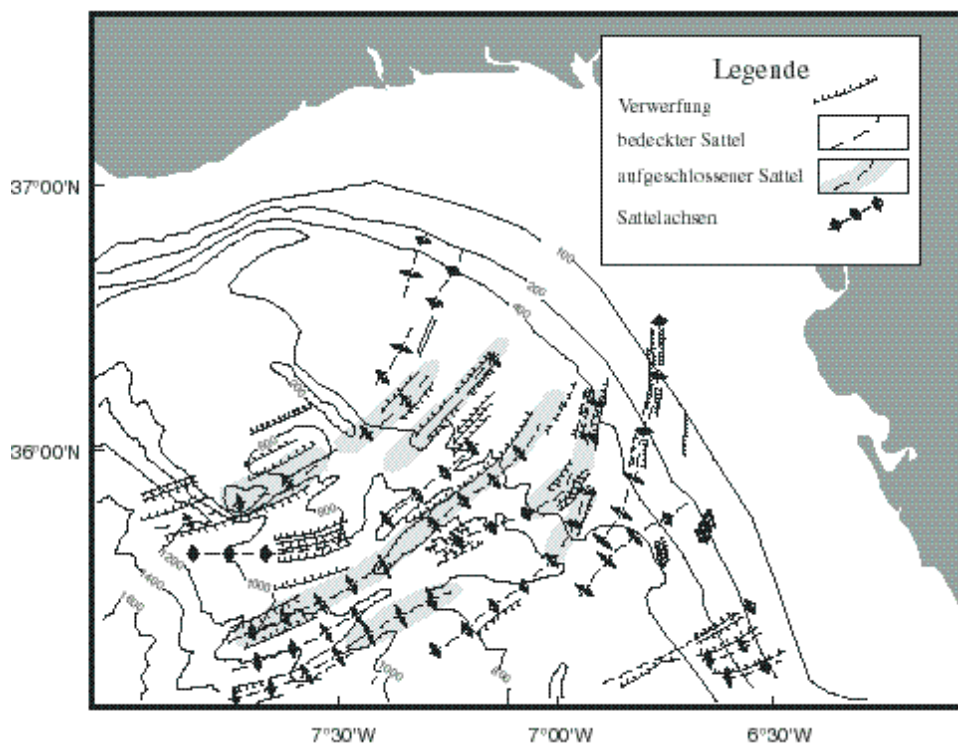


**Abbildung 2.1:** Heutige tektonische Einheiten des Untersuchungsgebiets (modifiziert nach MALDONADO & NELSON, 1999).

Die tektonische Evolution ist direkt an die Entwicklungsgeschichte des zentralen Nordatlantiks und des alpinen Gürtels Südeuropas geknüpft. Während des Mesozoikums und

Känozoikums bestimmt das Auseinanderdriften und Kollidieren der Afrikanischen und Iberischen Platte das tektonische Geschehen im Golf von Cadiz. Vom Miozän bis heute öffneten und schlossen sich zahlreiche Seepassagen zwischen dem Mittelmeer und dem Atlantischen Ozean (MALDONADO et al., 1999; NELSON & MALDONADO, 1999).

Das westliche Ende des alpinen Gürtels ist im Gibraltarbogen, der die Plattengrenzen senkrecht durchschneidet, aufgeschlossen (Abbildung 2.1). Dieser Bereich des alpidischen Orogens gehört zu einem keilförmigen Teil kontinentaler Kruste, der während des frühen und mittleren Miozäns über die Iberische und Afrikanische Kruste aufgeschoben wurde. In dieser Zeit erfuhr Afrika eine zu Europa entgegengesetzte Rotation. Der kontinentale Keil bewegte sich westwärts in das Gebiet des Gibraltarbogens, entlang des Betischen Kordilleren- und Riffgürtels.



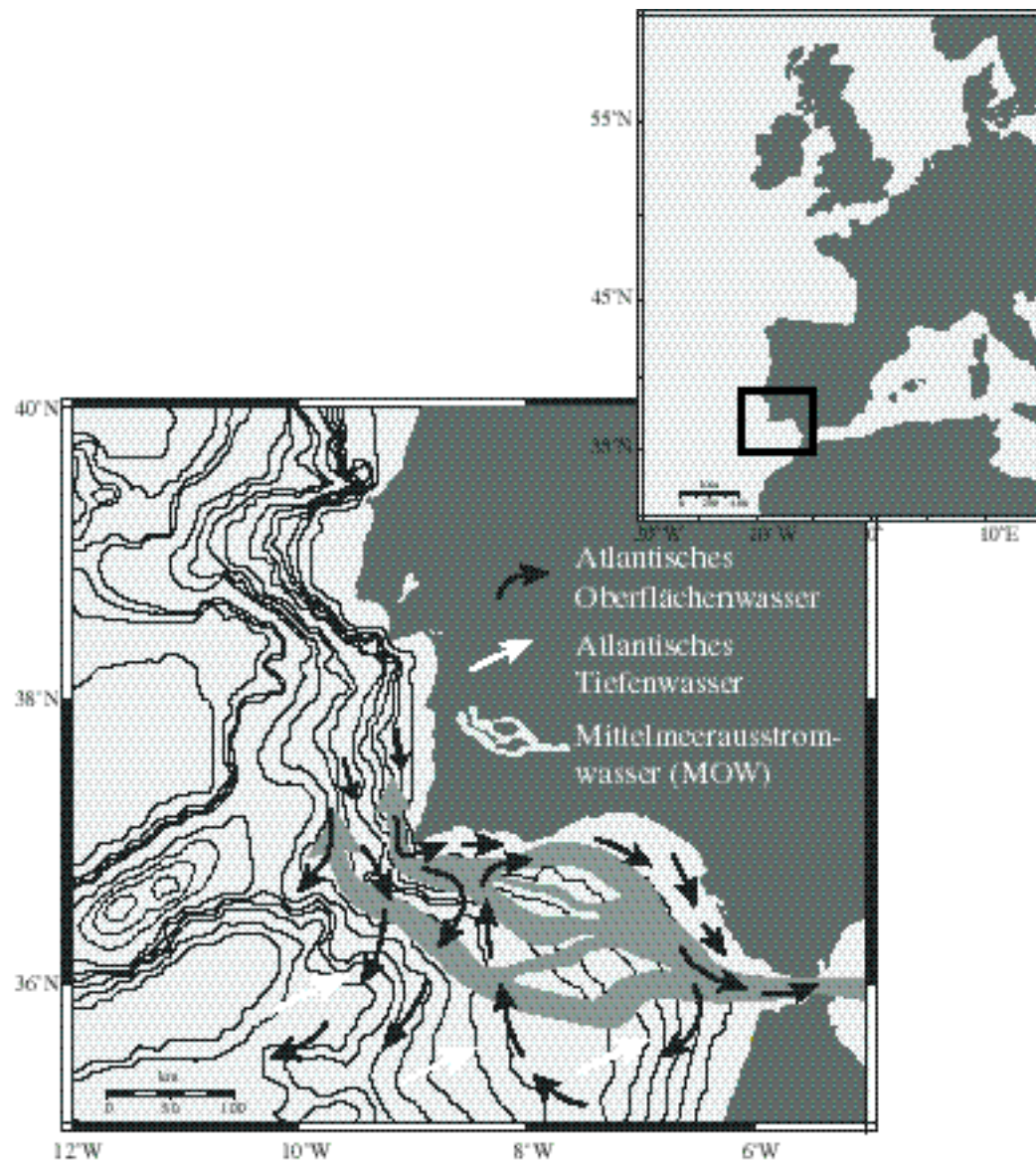
**Abbildung 2.2:** Sattelstrukturen im westlichen Golf von Cadiz (modifiziert nach BARAZA et al. 1999).

Aufgrund der tektonischen Aktivität kam es im Bereich des Golfs von Cadiz vor dem überschobenen Krustenkeil zur Bildung von Olisthostromen und damit verbundenen Aufwölbungserscheinungen mesozoischer Gesteinseinheiten in Form von nordost-südwestlich ausgelängten Sattelstrukturen (NELSON et al., 1993, MALDONADO et al., 1999; NELSON & MALDONADO, 1999) (Abbildung 2.2). Die dabei entstandenen Rücken- und Talstrukturen wirken entscheidend auf die Sedimentationsereignisse in diesem Gebiet ein.



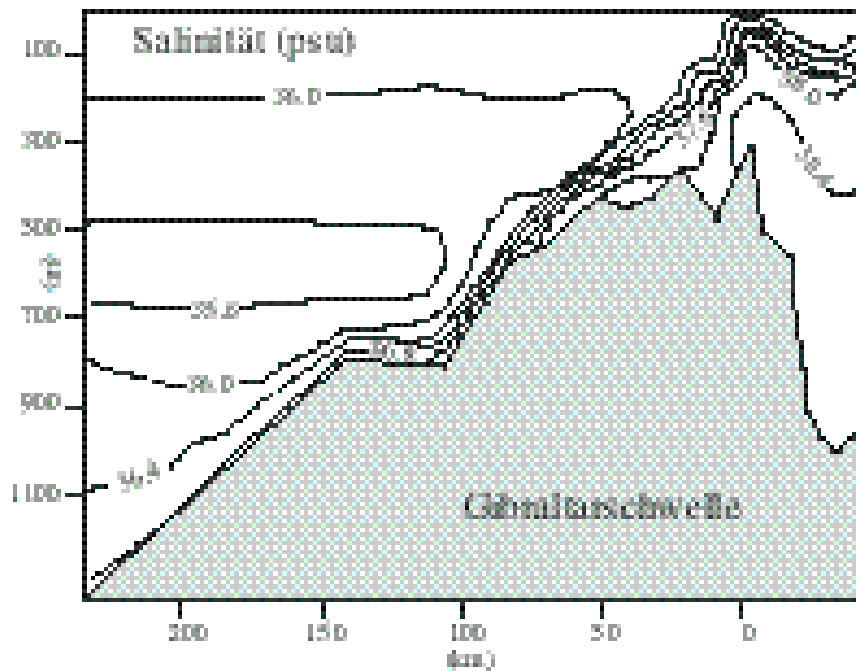
## 2.2 Hydrographie

Das MOW bildet eine Quelle salzreichen Wassers, das die Tiefen- und Zwischenwasserzirkulation des Nordatlantiks maßgeblich beeinflusst. Aufgrund ariden Klimas kommt es im Mittelmeerraum zu verstärkter Evaporation. Der Frischwasserentzug aus dem Mittelmeer erhöht den Salzgehalt der in den Golf von Cadiz strömenden Wassermasse bis auf 38.4 psu und die Dichte bis auf  $\rho = 28.95 \text{ kg/m}^3$  (PRICE et al., 1993).



**Abbildung 2.3:** Zirkulationsmuster der Wassermassen im Golf von Cadiz (Verlauf des Mittelmeerausstromwassers modifiziert nach GRÜNDLINGH, 1981; Verlauf der atlantischen Wassermassen modifiziert nach LOBO et al., 2000). Der schwarze Kasten in der kleinen Karte zeigt die Lage des Arbeitsgebiets im östlichen Nordatlantik.

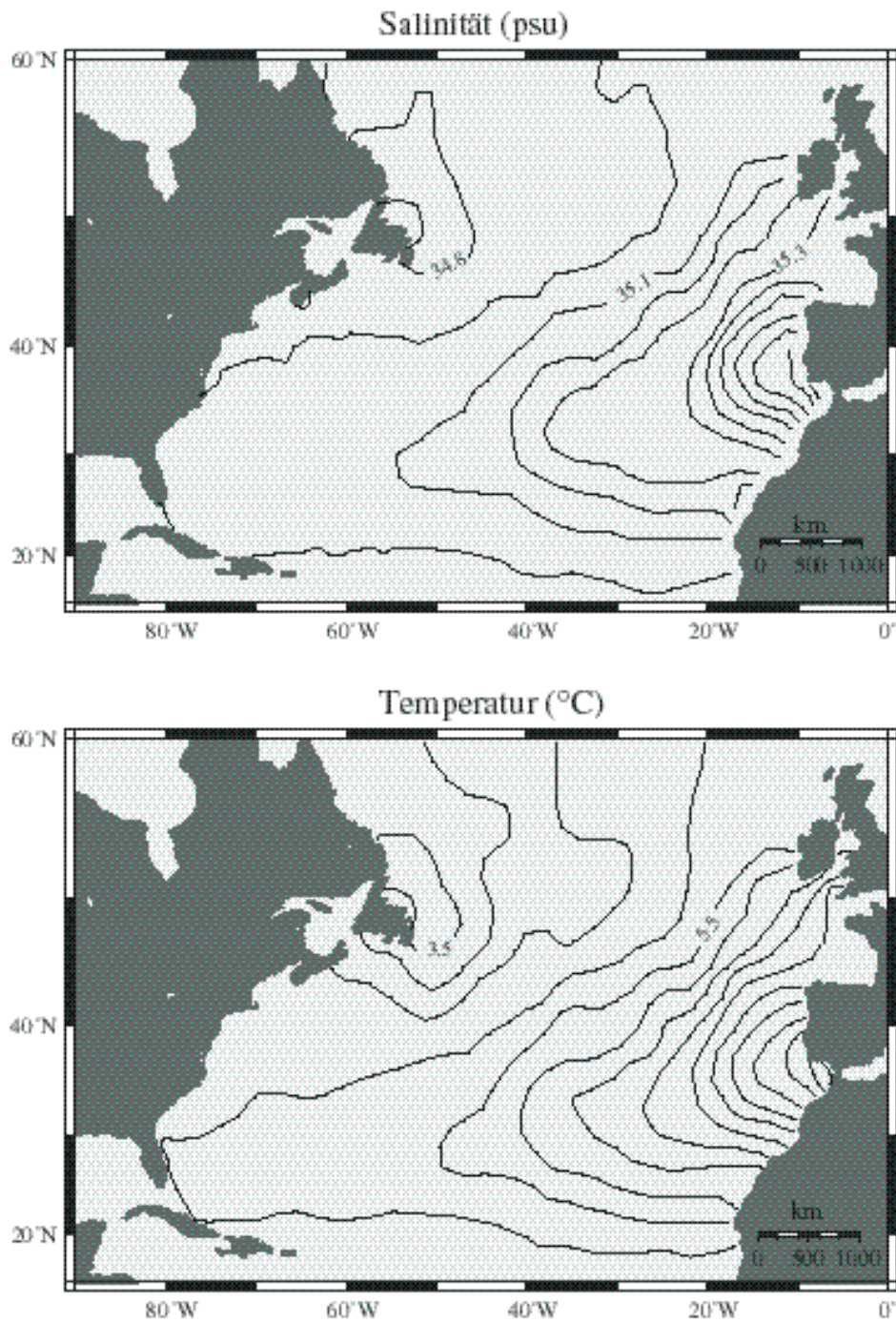
Der resultierende, horizontale Dichtegradient zwischen Mittelmeer und Atlantik bedingt im Bereich der Straße von Gibraltar, deren Länge 60 km und Breite 12 km beträgt, einen Austausch von Wassermassen (CANDELA et al., 1989) (Abbildung 2.4).



**Abbildung 2.4:** Absinken des MOWs nach dem Verlassen der Straße von Gibraltar (modifiziert nach BARINGER & PRICE, 1999).

Leichteres und salzärmeres atlantisches Wasser fließt nahe der Oberfläche in das Mittelmeer ein, während warmes, salzreiches und nährstoffarmes Mittelmeerwasser als stetiger Unterstrom in Tiefen zwischen 600 und 1500 m in den Golf von Cadiz und in den offenen Nordatlantik gelangt (MADELAIN, 1970; WORTHINGTON, 1976; REID, 1979; GROUSSET et al. 1988; SCHÖNFELD 1996; BAAS et al., 1997).

Die Kombination aus ablenkender Corioliskraft und Schwerkraft leiten das Mittelmeerwasser, der Morphologie des Meeresbodens folgend entlang des südspanischen und portugiesischen Kontinentalhangs nach Norden (KUDRASS, 1973; NELSON et al. 1993; PRICE et al. 1993). Die laterale Ausdehnung dieses Wasserkörpers, der durch erhöhte Werte in Temperatur und Salinität gekennzeichnet ist, kann nach Norden entlang der östlichen Grenze des Nordatlantiks und südwestwärts über den subtropischen Nordatlantik hinaus verfolgt werden (Abbildung 2.5) (ARHAN, 1987, PRICE & BARINGER, 1994; BARINGER & PRICE, 1999).



**Abbildung 2.5:** Salinitäts- und Temperaturschnitte entlang der Isopykne  $\sigma_t = 32,274$  (nach CURRY, 1996) zeigen die laterale Ausdehnung des MOWs im Nordatlantik (modifiziert nach BARINGER & PRICE, 1999).

Das MOW bildet ein Zwischenwasserstockwerk im Atlantischen Ozean. Das weniger dichte Atlantische Oberflächenwasser (ASW) fließt in Tiefen zwischen 0 und 100 m süd-westwärts (GASCARD & RICHEZ, 1985), während sich das Nordatlantische Oberflächenwasser (NASW) in Tiefen zwischen 100 und 600 m von West nach Ost bewegt (CARALP, 1988). Diese beiden Wassermassen atlantischen Ursprungs queren süd-ostwärts den Golf von Cadiz und dringen über die Gibraltarschwelle in das Mittelmeer ein (LACOMBE & RICHEZ, 1982). Die Grenzschicht zwischen dem Atlantischen Oberflächenwasser und dem MOW wird durch eine sprunghafte Dichtezunahme und die 37psu-Isohaline gekennzeichnet (BRYDEN et al., 1994). Das unterste Stockwerk im Atlantik bildet das aus der Norwegen-Grönland-See stammende Atlantische Tiefenwasser, das sich in einer Tiefe unterhalb von 1500 m in süd-östliche Richtung bewegt (SWIFT et al., 1980; LOBO et al., 2000) (Abbildung 2.3).

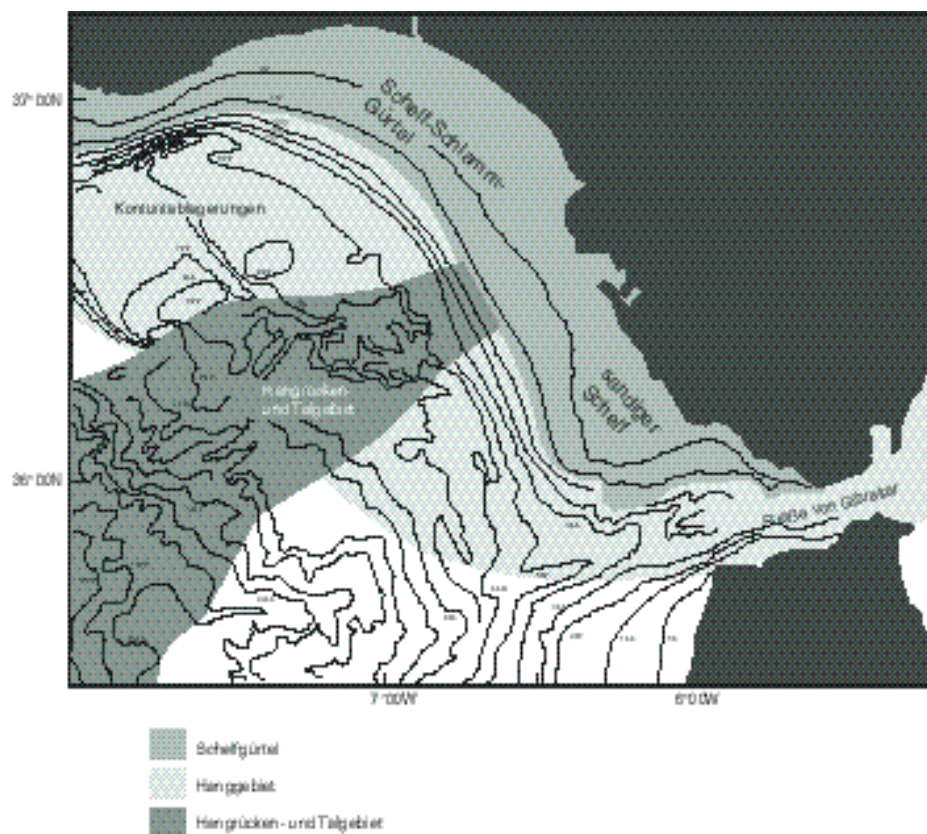
Nach dem Verlassen der Straße von Gibraltar wird der Mittelmeerausstrom in einem 10 km breiten Kanal west-südwestwärts gelenkt und nimmt einen zur Topographie des Meeresbodens parallelen Verlauf. Dabei verringert sich aufgrund der Vermischung mit atlantischen Wassermassen die hohe Salinitätssignatur des MOW (AMBAR, 1983; PRICE et al., 1993). Südlich Cap St. Vincent, auf der Höhe der portugiesischen Westküste, ist das Gemisch aus Atlantischem Wasser und MOW nicht mehr in Kontakt mit dem Meeresboden und fließt mit einem Dichtewert von  $27,6 \text{ kg/m}^3$  in den tiefen Atlantik (ZENK & ARMI, 1990; PRICE et al., 1993). Das Mittelmeerausstromwasser beeinflusst somit maßgeblich die Tiefen- und Zwischenwasserzirkulation des gesamten Nordatlantiks (BRYDEN et al., 1994; PRICE & BARINGER, 1994) .

Die Wechselwirkung des MOWs mit der Morphologie des Meeresbodens bedingt große, lokale Veränderungen in den Strömungsbedingungen. In tiefen Tälern und an steilen Hängen verstärkt sich die Strömung, während Ebenen, Terrassen oder flachere Hänge durch geringere Strömungsgeschwindigkeiten gekennzeichnet sind. Die Veränderlichkeit der Strömungsintensität und -geschwindigkeit verursacht Erosion oder Akkumulation von pelagischen und hemipelagischen Sedimenten. Der Meeresboden wird durch aktive Ablagerungsfelder charakterisiert. Enge Passagen und Täler zwischen vulkanischen Rücken und Hauptbruchzonen bewirken lokal hohe Geschwindigkeiten des MOWs, die im Golf von Cadiz stellenweise Werte von 100 cm/s erreichen können (FAUGERES et al., 1993). Dagegen liegen die Strömungsgeschwindigkeiten im offenen Ozean bei 10 cm/s an der Oberfläche und nehmen mit zunehmender Wassertiefe ab (KUDRASS, 1973). Im zentralen Bereich der Straße von Gibraltar kann die durchschnittliche Strömungsgeschwindigkeit bis zu 150 cm/s betragen und während Zeiten höheren Ausstromes auf 200 bis 300 cm/s ansteigen (BARAZA et al., 1999).



## 2.3 Sedimentverteilung

Nahezu alle Sedimente - terrigenen und biogenen Ursprungs - können durch das MOW nach dem Verlassen der Straße von Gibraltar über eine Distanz von mehreren tausend Kilometern umgelagert werden. Dabei kommt das Sediment unter dem Einfluß von bodennahen Strömungen in Form von Konturdriftkörpern zur Ablagerung. Diese Driftkörper zeichnen sich durch hohe Akkumulationsraten hemipelagischer und pelagischer Sedimente aus. Der Anteil terrigenen Eintrags wird von der Geologie, von Tektonik und Klima des kontinentalen Liefergebietes, von der relativen tektonischen Aktivität und den Meeresspiegelschwankungen bestimmt (FAUGERES & STOW, 1993; CREMER et al., 1993; FAUGERES et al., 1993).



**Abbildung 2.6:** Verteilung der großdimensionalen Ablagerungsmilieus im Golf von Cadiz (modifiziert nach MALDONADO & NELSON, 1999).

Der Golf von Cadiz kann in drei großräumige Faziesbereiche eingeteilt werden (Abbildung 2.6). Diese setzen sich aus einem

- a) sandig-schlammigen Schelfgürtel
- b) Hangfaziesbereich
- c) Hangrücken- und Talgebiet zusammen.

Das Schelfgebiet dehnt sich zu einer Breite von 45 km aus und reicht in eine Wassertiefe von 130-140 m. Die Sande des Schelfbereichs weisen einen hohen Gehalt an terrigenen und authigenen Komponenten auf. Der mittlere bis äußere Schelfhang setzt sich überwiegend aus holozänen Schlammablagerungen zusammen, die aus Prodeltas des Tinto-Odiels und des Guadiana gebildet wurden. Diese Deltaablagerungen bestehen aus siltigem Ton und tonigem Silt mit zwischengeschalteten, dünnen, irregulären Sandlagen.

Der daran anschließende enge und relativ steile obere Hang, der von der Schelfgrenze in eine Wassertiefe von ungefähr 440 m reicht, ist 10 km breit und weist einen einheitlichen Gradienten von ca.  $1.5^\circ$  Hangneigung auf. Der mittlere Hang, in einer Wassertiefe von 440 bis 600 m, ist bis zu 40 km breit und sehr flach ( $0.5^\circ$  bis  $1^\circ$ ). Im Gegensatz zum Schelf, der mit siltigem Ton bedeckt ist, ist der Hangbereich überzogen von siltigem Sand und sandigem Silt, der einen hohen Tongehalt von mehr als 20% aufweist. Mit zunehmender Wassertiefe nimmt der Sandgehalt ab. Im nordwestlichen Bereich des Hangs kommt es zur Ablagerungen in Form von Sedimentdriftkörpern.

Das an den Schelf anschließende Hanggebiet wird im zentralen Bereich (zwischen  $7^\circ$ - $8^\circ$  W und  $36^\circ$ - $37^\circ$ N) von zahlreichen, NE-SW orientierten, parallelen Rücken und Talstrukturen durchzogen, die auf tektonischen Ursprung zurückzuführen sind und im weiteren Verlauf eine E-W Erstreckung annehmen. Die pliozänen und quartären Sedimentlagen werden von älterem Sockelgestein, linearen Diapirrücken, durchragt. Im unteren Bereich dieser Sockel gibt es Zonen verminderter Sedimentation aufgrund von Wasserbewegung und Relief.

Unterhalb von 900 m Wassertiefe ist das Relief ruhig und wird nur selten von submarinen Talstrukturen durchzogen, die in den Meeresboden erodiert sind und einen zum Hang rechtwinkligen Verlauf nehmen (GRÜNDLINGH, 1981; BARAZA et al.; 1999, LEE & BARAZA, 1999; LOPEZ-GALINDO et al., 1999; NELSON et al., 1993; NELSON & MALDONADO, 1999; MALDONADO et al., 1999).

Die Sedimentationsgeschichte im Bereich der Tal- und Rückenstrukturen und die Ablagerungen der Driftkörperprovinzen des Hangbereichs bilden den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit.

#### 2.4 Konturite und Turbidite

Sedimente, die durch marine Vorgänge sowohl im Tiefseebereich als auch in flacheren Bereichen bis zu 500 m Wassertiefe transportiert werden, werden als Konturite bezeichnet. Die erste Definition des Begriffs "Konturit" erfolgte 1966 durch HEEZEN et al. Sie beschrieben sie als Sedimente, die aufgrund thermohaliner Zirkulation parallel bathymetrischer Konturen abgelagert werden. Konturitablagerungen kommen durch das Auftreten bodennaher Strömungen sowohl in Beckenstrukturen in der Tiefsee, als auch auf flachen Plateaus in einer Wassertiefe zwischen 500-700 m vor, wie beispielsweise im Golf von Cadiz und entlang des portugiesischen Kontinentalhangs. Die hydrodynamischen Prozesse, an die der Sedimenteintrag

gekoppelt ist, sind die Folge eines Wechselspiels zwischen Tiefseezirkulation und Oberflächenströmungen. Die Bewegung der Wassermassen wird von atmosphärischen Vorgängen beeinflusst. Konturite variieren im Korngrößenbereich von Ton bis Sand und bestehen überwiegend aus biogenem und terrigenem Material. Sie erscheinen in Form von dicken, hemipelagischen, überwiegend homogenen Ablagerungen. Schlammige Konturite, die aus Ton- und Siltanteilen bestehen, bilden die häufigste Fazies bei den Sedimentvorkommen des Arbeitsgebiets. Sandige Konturite treten selten auf, da für die Ablagerung dieser Sedimente hohe Strömungsgeschwindigkeiten vorliegen müssen. Die Verteilung dieser Konturite ist daher an morphotektonische Gegebenheiten, die hohe Strömungsgeschwindigkeiten induzieren, gebunden (FAUGERES & STOW, 1993). Entlang des südiberischen Kontinentalhangs kommt es zur Ablagerung zahlreicher Konturite in Form von schmalen Driftkörpern (FAUGERES et al., 1993). Seit dem Pliozän entstehen im Golf von Cadiz ausgedehnte Sequenzen kontinuierlicher Sedimentdriften (NELSON et al., 1993).

Neben der Konturitfazies treten am Iberischen Kontinentalhang untergeordnet Turbidite auf. Die Unterscheidung zwischen Turbiditen und Konturiten erfolgt nach den Kriterien von HEEZEN-HOLLISTER-BOUMA (zitiert in STOW & LOVELL, 1979).

Konturite unterscheiden sich von Turbiditen in Textur, Sortierung, Zusammensetzung und im Grad der Aufarbeitung durch im Sediment lebende Organismen. Turbidite sind charakterisiert durch Feinschichtung im unteren und eine Zerwühlung im oberen Teil und lassen eine deutliche Gradierung erkennen. Die Schichten bestehen aus feinlaminiertem, feinsandig-siltigem oder tonig-siltigem Sediment und aus tonigen Ablagerungen mit geringen Sand- und Grobsiltgehalten. Der organische und karbonatische Anteil in Konturiten ist wesentlich höher (KUDRASS, 1973; STOW & LOVELL, 1979).

**Tabelle 2.1:** Unterscheidungskriterien von Konturiten und Turbiditen nach Heezen-Hollister-Bouma (zitiert in STOW & LOVELL, 1979).

	<b>Turbidite</b>	<b>Konturite</b>	<b>Schlußfolgerung</b>
<b>Sortierung</b>	mittel bis schlecht	gut bis sehr gut	
<b>Lagenmächtigkeit und Häufigkeit</b>	10-100 cm	weniger als 5 cm	Konturite bestehen aus dünneren Lagen. Die Anzahl ist jedoch höher.
<b>Auftreten massiver Lagen</b>	häufig	treten nicht auf	Konturite sind durchgehend laminiert
<b>Gradierung</b>	durchgehende, normale Gradierung	normale und inverse Gradierung	Konturite sind irregulärer gradiert
<b>Orientierung der Körner</b>	geringe oder keine bevorzugte Orientierung	Körner sind parallel zu den Lagen angeordnet	Konturite zeigen eine bessere Orientierung
<b>Mikrofossilien</b>	häufig und gut erhalten	selten, oftmals gebrochen	Konturite zeigen stärker Spuren von Aufarbeitung

Durch die hydrodynamischen Veränderungen des MOWs seit dem Spätpleistozän kommt es im Golf von Cadiz zur großräumigen Ablagerung von Konturiten, deren Entwicklungsgeschichte seit dem letzten Hochglazial in der vorliegenden Arbeit erläutert wird.



### 3. Methodik

Die Sedimente des Golfs von Cadiz und des Portugiesischen Kontinentalhangs spiegeln die hydrodynamische Entwicklungsgeschichte des Mittelmeerausstromwassers wider. Das Ziel der METEOR-Reise M39/1 im Frühjahr 1997 war es, Sedimentkerne aus dieser Region zu entnehmen, um Mechanismen wie Erosion, Akkumulation und Umlagerung der Sedimente, die im proximalen und distalen Einflußbereich des Mittelmeerausstromwassers liegen, eingehend studieren zu können. Dabei wurden entlang des Iberischen Kontinentalhanges insgesamt ca. 100 m Sediment mit dem Schwerelot gekernt. Diese Kerne reichen in ihrer zeitlichen Erstreckung bis in das letzte glaziale Maximum zurück und liefern somit die Basis zur Rekonstruktion der Sedimentationsgeschichte. Zusätzlich geben zahlreiche Oberflächenproben, die mit Großkastengreifern genommen wurden, Auskunft über die heutige Sedimentbedeckung und Zusammensetzung des Meeresbodens.

Der Einsatz reflexionsseismischer Untersuchungsmethoden ermöglichte es, das Arbeitsgebiet akustisch zu erfassen und ein dreidimensionales Abbild vom Meeresboden und den darunterliegenden Sedimentlagen zu erhalten. Die Ergebnisse der Hydroakustik erleichterten die Auswahl geeigneter Kernpositionen, an denen Sedimentproben genommen wurden.

Mit dem Multi-Sensor-Kernlogger wurden zerstörungsfreie, sedimentphysikalische Untersuchungen an den Schwerelotkernen durchgeführt, deren Ergebnisse bereits an Bord eine erste stratigraphische Einordnung des Kernmaterials ermöglichten.

#### 3.1 Sedimentphysik

##### 3.1.1 Hydroakustik

Seit 1986 werden an Bord des Forschungsschiffes METEOR zwei Echolotsysteme betrieben. Dies ist zum einen das PARASOUND-System, das sedimentprofilierende Aufnahmen mit hoher Eindringtiefe in den Meeresboden ermöglicht. Die Schallerzeugung erfolgt mit einem piezoelektrischen Schallgeber, der mit einer Leistung von 70 kW angesteuert wird und gleichzeitig als Empfänger dient. Es werden zwei simultane Signale ähnlicher Frequenz, einer festen von 18 kHz (Pilotfrequenz) und einer zwischen 20.5 und 23.5 kHz veränderbaren, erzeugt. Dabei wird eine Sendefrequenz gebildet, deren Differenz zur Pilotfrequenz in einem Bereich zwischen 2.5 und 5.5 kHz liegt. Dieses Verfahren gewährleistet eine hohe Eindringtiefe, die textuelle und strukturelle Veränderungen in den Sedimenten sichtbar macht (SPIEB, 1993). Ruhige Seebedingungen während der Profilaufnahmen lieferten während der METEOR-Ausfahrt M39/1 hydroakustische Datensätze mit einer Eindringtiefe bis zu 75 m.

Zum anderen wird an Bord das HYDROSWEEP-System eingesetzt, ein Fächerlot, das mit

einer Frequenz von 50 kHz arbeitet und eine dreidimensionale Darstellung der Oberfläche des Meeresbodens liefert. Die Ergebnisse der HYDROSWEEP-Aufzeichnungen wurden bereits an Bord vom Systemadministrator zu dreidimensionalen Profilaufnahmen der verschiedenen Einsatzgebiete weiterverarbeitet.

Der Einsatz der hydroakustischen Systeme wurde durch eine schiffseigene Navigationsanlage begleitet, die in einem Zeitintervall von 2 Minuten die aktuellen Schiffspeditionen lieferte. Die Daten wurden sowohl als Papiaausdruck als auch digital zur weiteren Verarbeitung gespeichert.

### *3.1.2 Sedimentphysikalische Parameter*

#### Der Multi-Sensor-Kernlogger

Die gesamten Schwerelotkerne wurden an Bord in Einzelsegmente mit einer Länge von jeweils einem Meter für die nachfolgenden sedimentphysikalischen Untersuchungen unterteilt.

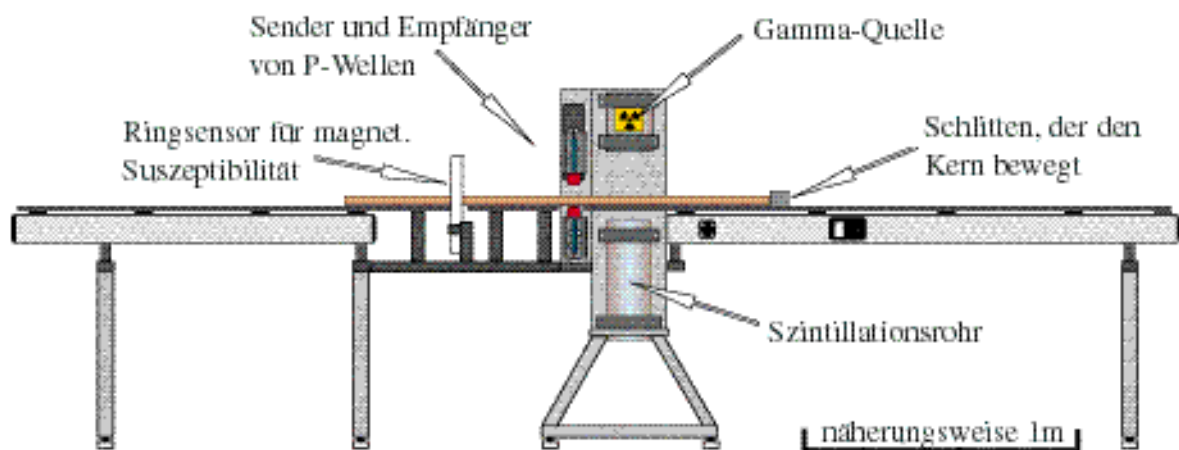
Die physikalischen Sedimenteigenschaften wurden mit Hilfe des Multi-Sensor-Kernloggers (MST, Multi Sensor Track) der Firma Geotek, Haslemere/England, ermittelt (SCHULTHEISS et al., 1988). Dieses Gerät liefert hochauflösende, zerstörungsfreie Messungen an den geschlossenen Kernsegmenten. Alle Kalibrierungsschritte wurden an Bord nach den von CHI (1995) beschriebenen Maßgaben an den Meßeinheiten vorgenommen. Nach Anpassung der Schwerelotkerne an die Umgebungstemperatur (ca. 12-16 Stunden) wurden die einzelnen Kernsektionen mit dem MST untersucht. In Meßabständen von 2 cm wurde die Kompressionswellengeschwindigkeit, die Dichte und die magnetische Suszeptibilität an allen Sedimentkernen bestimmt.

Der Multi-Sensor-Kernlogger besteht aus drei verschiedenen Sensoren für die Bestimmung von:

- 1) Laufzeiten von Kompressionswellen (P-Wellengeschwindigkeit)
- 2) Abschwächung von  $\gamma$ -Strahlen (Dichte)
- 3) Magnetischer Suszeptibilität

Die einzelnen Komponenten sind hintereinander auf einer Meßbank angeordnet. Die Abbildung 3.1 zeigt eine schematische Darstellung des Loggeraufbaus. Der zu messende Sedimentkern, der sich in einer Plastikumhüllung befindet, wird auf einen Kunststoffschlitten, der durch einen Motor in 2 cm-Schritten von rechts nach links bewegt wird, gelegt. Die Abstände der Sensoren

zueinander bleiben immer konstant. Die Sedimentkerne mit einer durchschnittlichen Länge von einem Meter durchlaufen nacheinander die drei Meßeinheiten.

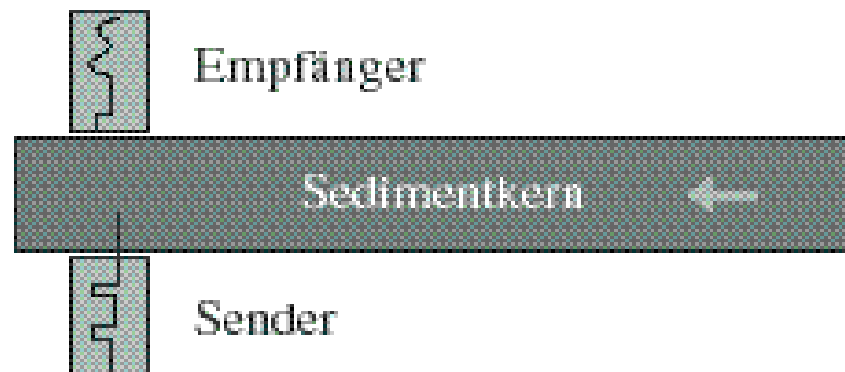


**Abbildung 3.1:** Aufbau des Multi-Sensor-Kernloggers (modifiziert nach einer Abbildung einzusehen unter: <http://www.geotek.co.uk/>).

Die zur Messung und Steuerung des Systems notwendige Elektronik befindet sich getrennt von dem Geräteaufbau und ist über eine serielle Schnittstelle mit einem Rechner verbunden. Über ein Hauptprogramm kann das gesamte Loggingsystem bedient werden. Die Datensätze, die mit den verschiedenen Meßeinheiten erhoben werden, können auf dem Bildschirm angezeigt und auf dem Rechner zur Weiterverarbeitung abgespeichert werden. Das verwendete Computerprogramm wurde zusammen mit der Hardware von der Firma GEOTEK geliefert.

### Die Sensorik

Der Sensor zur Messung der **Kompressionswellengeschwindigkeit**  $v$  in Meeressedimenten besteht aus zwei Ultraschallschwingköpfen, die unter dem Einsatz einer Frequenz von 500 kHz als Sender und Empfänger fungieren (Abbildung 3.2):



**Abbildung 3.2:** Sensor zur Messung der Kompressionswellengeschwindigkeit (modifiziert nach CHI, 1995).

Quer zur Längsachse des Sedimentkerns übermittelt der Sender Impulse mit einem Takt von 1 ms. Das am Empfänger registrierte Signal ist eine gedämpfte Schwingung mit gleicher Frequenz wie das Sendesignal. Über die **Laufzeit**  $t$  und den **Laufweg**  $S$  des Ultraschallsignals wird die **Kompressionswellengeschwindigkeit**  $v$  ermittelt (CHI, 1995):

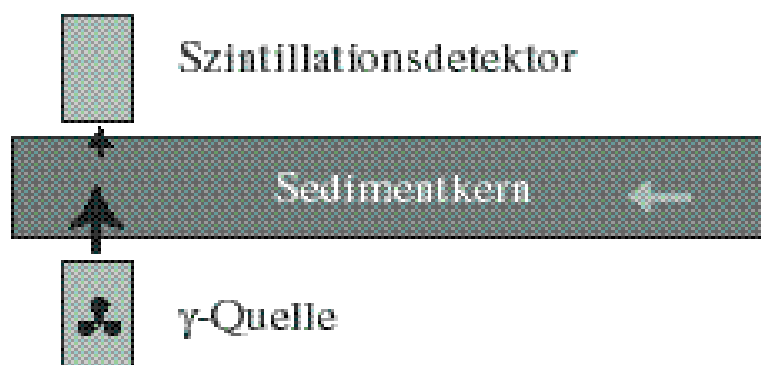
$$v = \frac{S}{t} \quad (1)$$

Die einzelnen Kernsegmente werden an beiden Seiten mit Plastikendkappen verschlossen, die den Durchmesser der Kerns an diesen Stellen vergrößern. Die Differenz zwischen dem Durchmesser des Kernrohrs und den Endkappen wird durch einen integrierten Abstandsmesser registriert und bei der Datenauswertung berücksichtigt. Im Übergangsbereich von Endkappen zum Kernrohr kommt es jedoch aufgrund der scheibenförmigen Sensoren zur mangelhaften Ankopplung zwischen der Sender- und Empfängereinheit und dem Plastikrohr. An diesen Stellen treten fehlerhafte Messungen auf. Auch in Bereichen, in denen die Kernrohre nicht vollständig mit Sediment ausgefüllt sind – dies tritt häufig am Anfang und Ende eines Schwerelotkerns auf – kommt es zur mangelnden Anbindung zwischen Impulsgeber und Sediment und somit zu unrealistischen Meßergebnissen.

Für die Bestimmung der **Dichte**  $\rho$  eines Sediments gilt:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (2)$$

Hierbei ist  $m$  die **Masse** und  $V$  das **Volumen** einer Probe, die dem Sediment entnommen werden muß. Dies bedeutet, daß der Sedimentkern geöffnet wird, und das Kernmaterial bei der Laboruntersuchung zerstört wird. Die Bestimmung der Dichte mit dem Multi-Sensor-Kernlogger erfolgt unter dem Einsatz einer radioaktiven Quelle und gewährleistet eine zerstörungsfreie Untersuchungsmethode (Abbildung 3.3). Ein  $\text{Cs}^{137}$ -Präparat ist in einem Bleibehälter eingebettet, an dem sich eine Öffnung mit einem Durchmesser von 6 mm befindet. Durch diese sendet das radioaktive Präparat  $\gamma$ -Strahlen aus, die am Sediment gestreut werden. Durch das Auftreffen der  $\gamma$ -Strahlen auf Sedimentpartikel verlieren die Quanten Energie. Ein Szintillationsdetektor auf der gegenüberliegenden Seite registriert die abgeschwächte Strahlung.



**Abbildung 3.3:** Dichtesensor (modifiziert nach CHI, 1995).

Die Dichte des Sediments kann über den Grad der Abschwächung hergeleitet werden. Es gilt nach dem Schwächungsgesetz von Röntgen- und  $\gamma$ -Strahlen:

$$\frac{A}{A_0} = e^{-\rho\mu S} \quad (3)$$

$A_0$  = Aktivität der  $\gamma$ -Strahlung vor der Abschwächung

$A$  = Aktivität der  $\gamma$ -Strahlung nach der Abschwächung

$\rho$  = Dichte

$\mu$  = Massenschwächungskoeffizient der Materie

$S$  = Laufweg der  $\gamma$ -Strahlung

Bei diesem Meßvorgang wird die sogenannte GRAPE-Dichte (Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluation) ermittelt. Sie ist ein Maß für die Feuchtdichte des Sediments (CHI, 1995).

Auch bei diesem Dichtesensor ist es unerlässlich, daß das Kernrohr vollständig ausgefüllt ist, da für die Messungen ein konstanter Durchmesser Voraussetzung ist. Wie bei der Ermittlung der Kompressionswellengeschwindigkeit kann es aufgrund unvollständig ausgefüllter Kernrohre an den Enden der Schwerelotkerne zu Fehlmessungen kommen.

Die **magnetische Suszeptibilität** ist ein Maß für den Anteil magnetisierbarer Teilchen im Sediment. In der zu untersuchenden Materie werden magnetische Momente auf atomarer Ebene von einem äußeren Magnetfeld ausgerichtet. Das dadurch entstandene gesamte magnetische Moment pro Volumeneinheit ist die **Magnetisierung  $M$** . Es gilt:

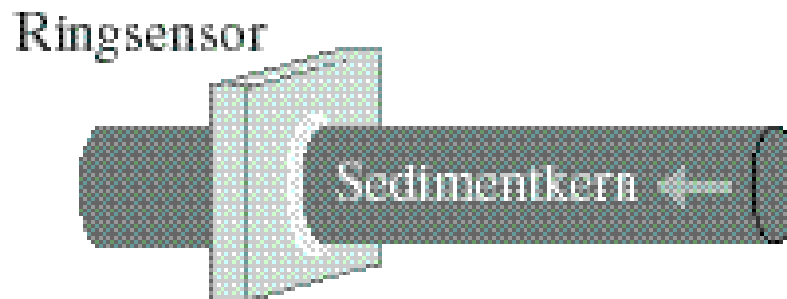
$$M = \kappa H \quad (4)$$

$H$  = magnetische Feldstärke

$\kappa$  = Materiekonstante

Die Messungen mit dem Multi-Sensor-Kernlogger werden mit Hilfe einer ringförmigen, elektrischen Spule mit einem Durchmesser von 168 mm und einer Dicke von 30 mm durchgeführt (Abbildung 3.4). Hierbei wird durch Wechselstrom ein schwaches, magnetisches Feld erzeugt. Das in das Feld eingebrachte Sediment verursacht je nach Anteil magnetisierbarer Teilchen eine pulsförmige Veränderung in der Oszillationsfrequenz des Stromkreises. Diese

Werte werden von der Meßeinheit erfaßt und in die magnetische Suszeptibilität des Sediments übersetzt (CHI, 1995).



**Abbildung 3.4:** Sensor für die Messung der magnetischen Suszeptibilität (modifiziert nach CHI, 1995).

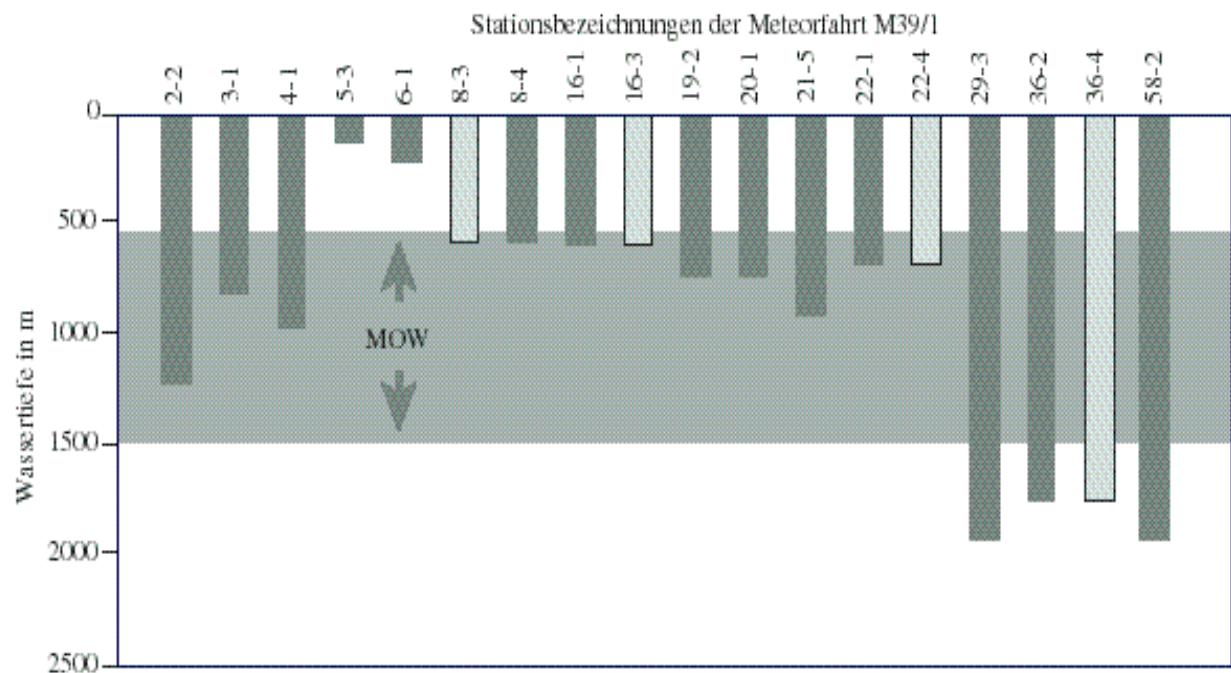
Im Gegensatz zu den Kompressionswellen- und Dichtesensoren werden die Messungen der magnetischen Suszeptibilität von unzureichend ausgefüllten Kernrohren nicht beeinflusst. Es tritt jedoch aufgrund der Eigenschaften einer elektromagnetischen Spule ein sogenannter „Sektionsenden-Effekt“ auf. An diesen Stellen fällt die magnetische Suszeptibilität deutlich ab. Diese Tendenz ist ein Meßartefakt und muß bei der Datenverarbeitung berücksichtigt werden.

Fehlerhafte Messungen bei allen mit dem MST untersuchten Schwerelotkernen wurden bei der Datenverarbeitung herausgenommen und erscheinen als Lücken in den Abbildungen. An den Sektionsübergängen, am Anfang und Ende eines Kerns treten Meßwerte für die Laufzeit der Kompressionswellen, die Dichte des Sediments und die magnetische Suszeptibilität auf, die für Meeressedimente in einem realistischen Bereich liegen. Aus diesem Grund ist es nicht möglich, mit Sicherheit festzustellen, ob es sich an diesen Stellen um ein „reines“ Signal handelt oder um ein Meßartefakt. Bei der graphischen Auswertung wurden diese Werte abgebildet, die Positionen der Sektionsübergänge jedoch gekennzeichnet, so daß die Daten unter Berücksichtigung der Fehlerquellen interpretiert werden können.

## 3.2 Sedimentologie

## 3.2.1 Probenmaterial und Aufbereitung

Das Sedimentkernnetz aus dem Golf von Cadiz und entlang des Portugiesischen Kontinentalhangs, das sich aus Großkastengreifer- und Schwerelotproben zusammensetzt, ermöglicht eine paläoozeanographische Rekonstruktion der Dynamik des Mittelmeerausstromwassers. Die Probenlokationen befinden sich in Wassertiefen zwischen 100 m und 2180 m und daher mehrheitlich unter dem Einfluß des heutigen MOWs (Abbildung 3.5).



**Abbildung 3.5:** Stationen, an denen Sedimentproben mit dem Schwerelot (hellgraue Balken) und dem Großkastengreifer (dunkelgraue Balken) genommen wurden, sind gegen die Wassertiefe aufgetragen. Die graue Fläche zeigt die heutige Tiefe des MOWs. Die Pfeile weisen auf eine klimabedingte Fluktuation des MOWs seit dem Spätpleistozän hin.



**Tabelle 3.1:** Liste der Großkastengreifer- und Schwerelotstationen mit Positionsangabe und Wassertiefe.

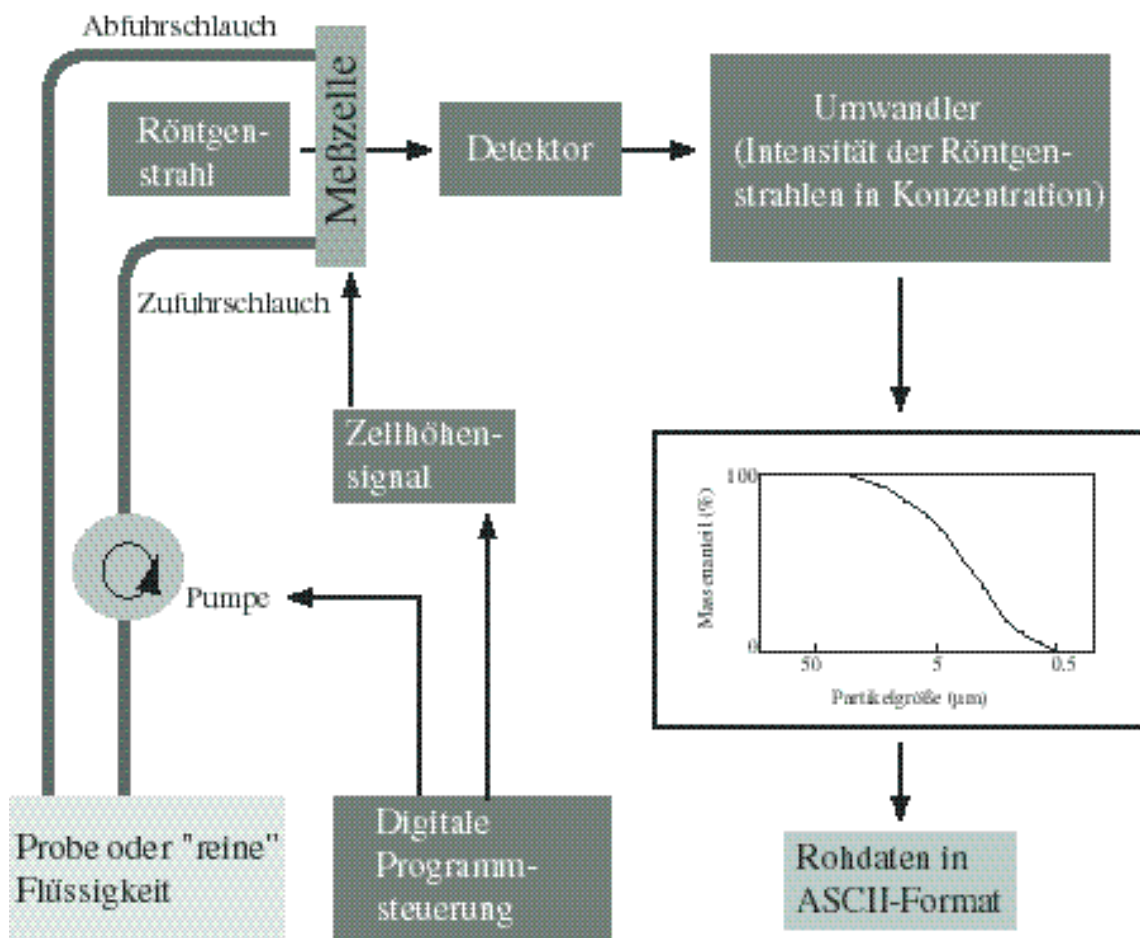
Stationsbezeichnung	Entnahmegrät	Breite (N)	Länge (W)	Wassertiefe (m)
M39/2-2	Großkastengreifer	36°01.7′	7°46.5′	1209
M39/3-1	Großkastengreifer	36°06.7′	7°13.4′	802
M39/4-1	Großkastengreifer	36°14.2′	7°43.9′	966
M39/5-3	Großkastengreifer	36°32.2′	6°44.1′	118
M39/6-1	Großkastengreifer	36°30.7′	6°46.4′	214
M39/8-3	Schwerelot	36°22.8′	7°04.3′	577
M39/8-4	Großkastengreifer	36°22.7′	7°04.2′	577
M39/16-1	Großkastengreifer	36°46.7′	7°42.2′	581
M39/16-3	Schwerelot	36°46.7′	7°42.2′	581
M39/19-2	Großkastengreifer	36°44.9′	8°06.1′	730
M39/20-1	Großkastengreifer	36°44.3′	8°06.3′	726
M39/21-5	Großkastengreifer	36°36.5′	8°15.3′	901
M39/22-1	Großkastengreifer	36°42.7′	8°15.6′	668
M39/22-4	Schwerelot	36°42.7′	8°15.6′	668
M39/29-3	Großkastengreifer	36°02.5′	8°14.0′	1917
M39/36-2	Großkastengreifer	37°40.8′	9°40.8′	1746
M39/36-4	Schwerelot	37°48.3′	9°40.8′	1745
M39/58-2	Großkastengreifer	39°02.4′	10°40.8′	1974

In einem Beprobungsabstand von 5 cm wurden ca. 340 Proben von vier Schwerelotkernen aus dem Bereich des Golfs von Cadiz und entlang des Portugiesischen Kontinentalhangs genommen (Tabelle 3.1). Die Oberflächensedimente von 14 Großkastengreifern aus demselben Arbeitsgebiet lieferten weiteres Untersuchungsmaterial. Aus Großkastengreifer- und Schwerelotkernen wurden mit Spritzen Sedimentproben entnommen. Das durchschnittliche Volumen betrug ca. 8 ml. Die Aufbereitungsschritte und Messungen der Sedimentproben wurden in Anlehnung an die von McCave beschriebene Methode durchgeführt (MCCAVE et al., 1995).

Nach dem Einwiegen des bodenfeuchten Probengutes wurde es gefriergetrocknet und erneut gewogen, um das Trockengewicht zu bestimmen. Bei der Naßsiebung wurde die Grobfraction  $>63\mu\text{m}$  von der Feinfraktion abgetrennt. Der Sedimentanteil kleiner  $63\mu\text{m}$  wurde mit 100 ml technischer Essigsäure (6%) versetzt, um den karbonatischen Anteil zu beseitigen. Die Lösung des organischen Gehalts erfolgte mit technischem Wasserstoffperoxid (35%). Das Probengut wurde danach dreimal mit destilliertem Wasser gewaschen, um zu gewährleisten, daß die zu untersuchende Probe frei von den zugesetzten chemischen Komponenten ist. Nach dem letzten Waschgang wurde die Probe zentrifugiert und das überstehende Wasser abpipettiert. Zur Vermeidung von Aggregatbildung der Sedimentpartikel bei der späteren Korngrößenanalyse wurde die Probe mit Natriumpolyphosphat (5‰) versetzt und für ca. 12 Stunden in einen Überkopfrüttler mit durchschnittlich 12 Umdrehungen pro Minute eingespannt. Danach erfolgte die Korngrößenbestimmung mit dem Sedigraphen 5100 (Abbildung 3.6). Nach dem

Meßvorgang wurde das Probengut wieder aufgefangen. Unmittelbare und zu einem späteren Zeitpunkt stichprobenartig durchgeführte Doppel- und Dreifachmessungen belegten eine gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse. Auch nach einem Zeitraum von mehreren Wochen, in denen das Material kühl und dunkel gelagert wurde, ließen sich die Meßergebnisse reproduzieren.

### 3.2.2 Meßprinzip des Sedigraphen 5100



**Abbildung 3.6:** Schematische Darstellung des Sedigraphen 5100 (modifiziert nach HENDRIX & ORR, 1972).

Der Sedigraph 5100 ermöglicht Partikelanalysen in einem Korngrößenbereich kleiner  $63 \mu\text{m}$ . Er ist in diesem Korngrößenbereich ein zuverlässiges Meßmedium und wird aus diesem Grund anderen, herkömmlichen Partikelmeßgeräten vorgezogen (McCAYE et al., 1995).

Das Prinzip beruht auf Messungen der Geschwindigkeiten, die Teilchen in einem Gravitationsfeld haben. Aufgrund der Beschleunigung kann mit Hilfe des Stokes'schen Gesetzes aus der Sinkgeschwindigkeit die Teilchengröße berechnet werden. Dabei müssen sowohl Dichte und Viskosität der Flüssigkeit, als auch die Sedimentationsgeschwindigkeit und Dichte des Teilchens bekannt sein. Da in einer Probe mariner Sedimente die Teilchen nicht die gleiche Form haben, werden die Ergebnisse mit einem „äquivalent sphärischen Durchmesser“ berechnet. Dies entspricht dem Durchmesser einer Kugel gleichen Materials. Bei der vorliegenden Arbeit wird Quarz mit einer Dichte von  $2.650 \text{ g/cm}^3$  als Referenzmaterial verwendet. Die Abbildung 3.6 zeigt eine schematische Darstellung der Funktionsweise des Sedigraph 5100.

Es wird Probenmaterial oder „reine“ Flüssigkeit - in der vorliegenden Arbeit handelt es sich um mit Natriumpolyphosphat versetztes destilliertes Wasser - in die Meßzelle gepumpt. Ein feingebündelter Röntgenstrahl beginnt das Abtasten der Kornfraktionen am Boden der 5 cm hohen und 3.5 mm dicken Meßzelle. Diese bewegt sich in den Schritten, in denen die Partikel absinken, abwärts. Dabei wird zuerst die Höhe erfaßt, bei der sich die größten Partikel ablagern, danach die Höhen der immer kleiner werdenden Kornfraktionen. Dieses Verfahren ermöglicht das Messen eines weiten Korngrößenspektrums, ohne dabei die Zeit abwarten zu müssen, die die kleinsten Teilchen benötigen, um sich am Boden der Meßzelle abzulagern (WEBB & ORR, 1997). Nachdem die Röntgenstrahlen mit konstanter Intensität die Meßzelle durchdrungen haben, werden sie auf der gegenüberliegenden Seite von einem Szintillationsdetektor aufgezeichnet. Eine Umwandlungseinheit ermittelt über die durch die Partikel abgeschwächte Intensität der Röntgenstrahlen, die Konzentration der Suspension. Dabei entsteht ein Rohdatensatz, der sich aus der Beziehung zwischen Partikeldurchmesser und prozentuaalem Anteil an der gesamten Suspension zusammensetzt.

Vor jeder neuen Meßreihe wird eine sogenannte „Basislinie“ erstellt. Bevor Probenmaterial in die Anlage geleitet wird, wird die Zelle, die nur mit Natriumpolyphosphatlösung gefüllt ist, durchgemessen. Die dabei ermittelte Transmission wird für den späteren Meßvorgang abgespeichert. Zusätzlich werden bei diesem Vorgang eventuell im System vorhandene Luftblasen erkannt und entfernt. Die Bestimmung der Basislinie ermöglicht es zusätzlich, das System auf Funktionalität zu überprüfen.

Die Arbeitstemperatur des Sedigraphen 5100 liegt konstant bei  $35^\circ\text{C}$ . Die Werte der Basislinie, die Werte für die homogene Suspension und die Werte für die teilweise abgesunkene Suspension des zu messenden Probenmaterials werden während des Meßvorganges erfaßt und prozentual berechnet (WEBB & ORR, 1997). Nach der Messung der Gesamtprobe wird das Material aus dem System gepumpt. Zweimalige Spülvorgänge mit Natriumpolyphosphat versetztem destilliertem Wasser gewährleisten eine vollständige Entfernung des vorausgegangenen Meßgutes.

### 3.2.3 Auswertung der Korngrößenanalysen

#### Rechnerische Auswertung von Korngrößenanalysen

Die zum Sedigraphen 5100 gehörige Software liefert zusätzlich zu den Rohdaten umgerechnete Werte wie die mittlere Korngröße, den Modal- oder Medianwert .

Die Ermittlung des prozentualen Anteils von Kornpartikeln verschiedener Größe in der Sedimentprobe bietet die Möglichkeit, unter Verwendung empirischer Formeln aus der Hydrodynamik die Charakteristik des Transportmediums zu rekonstruieren. Jedes Sediment besitzt charakteristische Kennwerte, die sein Verhalten in einer Strömung in einer beliebigen Flüssigkeit kennzeichnet. Dies ist zum einen die Geschwindigkeit, mit der die Teilchen infolge der Gravitation in der Flüssigkeit absinken, die sogenannte **turbulente Sinkgeschwindigkeit**  $w$ . Im Fall von Meeressedimenten muß die Formel für Bewegungen in einem turbulenten Strömungsmilieu angewendet werden.

**Turbulente Sinkgeschwindigkeit**  $w$  nach GIBBS et al. (1971):

$$w = \frac{-3\eta + \sqrt{9\eta^2 + gr^2\rho_f(\rho_s - \rho_f)(0.015476 + 0.19841r)}}{\rho_f(0.011607 + 0.14881r)} \quad (5)$$

mit:

$w$  = berechnete Sinkgeschwindigkeit (cm/s)

$\eta$  = dynamische Viskosität von Meerwasser (g/(cm s))

$r$  = gemessener Partikelradius (cm)

$g$  = Erdbeschleunigung (cm/s<sup>2</sup>)

$\rho_f$  = Dichte der Flüssigkeit (g/cm<sup>3</sup>)

$\rho_s$  = Dichte der Partikel (g/cm<sup>3</sup>)

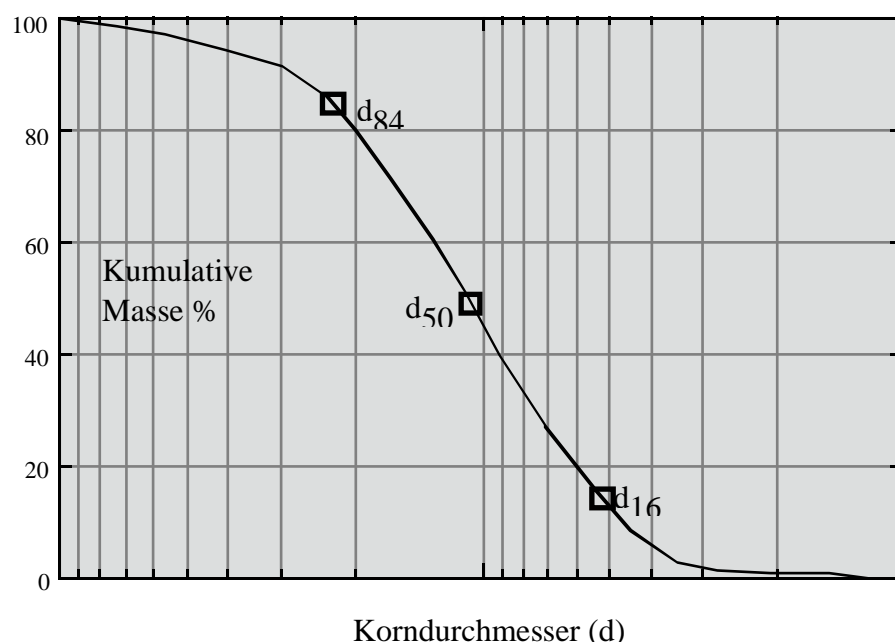
Aus der turbulenten Sinkgeschwindigkeit  $w$  nach GIBBS et al. (1971) kann die **kritische Schubgeschwindigkeit**  $u^*$  nach BAGNOLD (1966) ermittelt werden, die später in die Berechnung der kritischen Strömungsgeschwindigkeit eingeht:

$$u = \sqrt{0.4(\rho_s - \rho_f)} w \quad (6)$$

Ein weiterer charakteristischer Kennwert des Verhaltens von Partikeln in Flüssigkeit ist die Geschwindigkeit der Strömung, bei der sich die Sedimentteilchen in Bewegung setzen. Dies ist die **kritische Strömungsgeschwindigkeit**  $u_c$ . Die Bewegung von Sedimentpartikel setzt

nicht bei jeder beliebig kleinen Strömungsgeschwindigkeit ein, sondern erst, wenn ein sogenannter kritischer Zustand erreicht wird. Um Sedimentationsvorgänge am Meeresboden beschreiben zu können, ist die Kenntnis über diese Geschwindigkeitsform erforderlich. Hierbei stellen Faktoren wie Druck und Reibungskräfte, das turbulente Verhalten natürlicher Strömungen, Druck, Temperatur und Viskosität des Transportmediums, die Form, Größe und Dichte der Partikel eine Vielzahl von komplexen Parametern dar, die die Berechnung von Sinkgeschwindigkeiten und kritischen Strömungsgeschwindigkeiten nur näherungsweise ermöglichen (ZANKE, 1982).

Sowohl die mittlere Korngröße, als auch der Median und Modalwert reflektieren die durchschnittliche kinetische Energie des Ablagerungsmediums und die Korngrößenverteilung des vorhandenen Sediments (WALGER, 1965). In der vorliegenden Arbeit werden alle Berechnungen der kritischen Strömungsgeschwindigkeit  $u_z$  mit den Werten der mittleren Korngröße durchgeführt. Sie wird aus der graphischen Darstellung der kumulativen Masse, die in Abhängigkeit vom Korndurchmesser abgebildet wird, ermittelt:

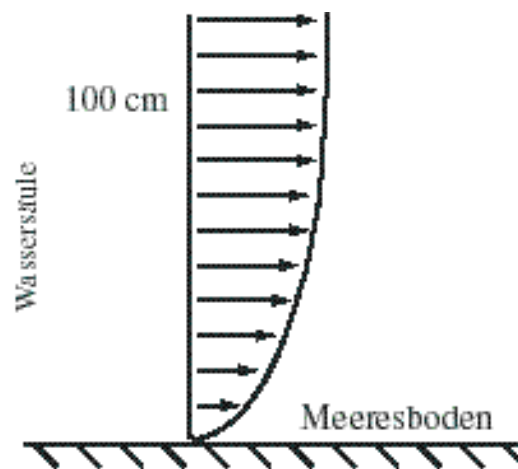


**Abbildung 3.7:** Schematische Darstellung einer Kornverteilungskurve, aus der graphisch die mittlere Korngröße nach FOLK und WARD (1957) ermittelt werden kann.

Berechnung der mittleren Korngröße nach FOLK und WARD (1957) :

$$M = \frac{(d_{16} + d_{50} + d_{84})}{3} \quad (7)$$

Bei der Berechnung der kritischen Schubgeschwindigkeit aus der mittleren Korngröße muß beachtet werden, daß die Geschwindigkeit, die ein Kornpartikel unmittelbar am Meeresboden erfährt, sehr gering ist. Dies wird auf eine sogenannte „viskose Unterschicht“ zurückgeführt, deren Mächtigkeit von der Korngröße des Sediments abhängt. Wenn der Korndurchmesser weniger als ein Drittel der Dicke dieser Schicht beträgt, werden die am Boden befindlichen Teilchen nicht von den darüberliegenden turbulenten Strömungen erfaßt. Erreicht der Korndurchmesser das 7-fache der viskosen Unterschichtmächtigkeit, so werden die Partikel von den turbulenten Lagen erfaßt. Sind diese Strömungen groß genug, um die Scherspannungen am Meeresboden zu überwinden, beginnt sich das Kornpartikel mit einer kritischen Strömungsgeschwindigkeit zu bewegen. Die Geschwindigkeitszunahme, die das Korn erfährt, nimmt einen exponentiellen Verlauf (ALLEN, 1985).



**Abbildung 3.8:** Schematische Darstellung der Geschwindigkeitszunahme eines Partikels mit zunehmender Entfernung vom Meeresboden (modifiziert nach ALLEN, 1985).

Unmittelbar über dem Meeresboden sind die Strömungsgeschwindigkeiten aufgrund der exponentiellen Geschwindigkeitszunahme gering (Abbildung 3.8). Daher wird für die **kritische Strömungsgeschwindigkeit**  $u_z$  der Wert in 100 cm über der Meeressohle angegeben.

Aus der **kritischen Schubgeschwindigkeit**  $u^*$  ergibt sich die **kritische Strömungsgeschwindigkeit**  $u_z$  in 100 cm über dem Meeresboden nach ZANKE (1982) wie folgt:

$$u_z = \left( 2.5 \ln 9.0 \frac{u^* z}{\nu} \right) * u^* \quad (8)$$

mit:

$z = 100$  cm, Entfernung vom Meeresboden

$\nu$  = kinematische Viskosität (g/cm s)

In die Formel (9) geht die kinematische **Viskosität**  $\nu$  ein, die sich wie folgt errechnet:

$$\nu = \frac{\eta}{\rho_f} \quad (9)$$

mit:

$\eta$  = dynamische Viskosität von Meerwasser (cm<sup>2</sup>/s)

$\rho_f$  = Dichte der Flüssigkeit (g/cm<sup>3</sup>)

Die Berechnung der **dynamischen Viskosität**  $\eta$  des Meerwassers erfolgt in Abhängigkeit der Temperatur, des Salzgehalts und des Drucks nach MATTHÄUS (1972). Die Temperatur- und Salzgehaltswerte basieren auf Messungen, die während der Meteorausfahrt M39/1 mit der CTD-Sonde in 600 m Wassertiefe durchgeführt wurden. Die Werte für den Druck in der jeweiligen Wassertiefe sind der Literatur entnommen (DIETRICH et al., 1975).

### Graphische Auswertung von Korngrößenanalysen

Neben Berechnung der mittleren Korngröße liefert der mit dem Sedigraphen 5100 erhobene Datensatz die Möglichkeit, die Rohdaten graphisch darzustellen. Besonders deutlich werden dabei charakteristische Strömungsereignisse. Zeiten zunehmender, schwächer werdender oder kontinuierlich anhaltender Strömung hinterlassen typische symmetrische oder asymmetrische Verteilungsmuster in Korngrößendiagrammen, den sogenannten Histogrammen.

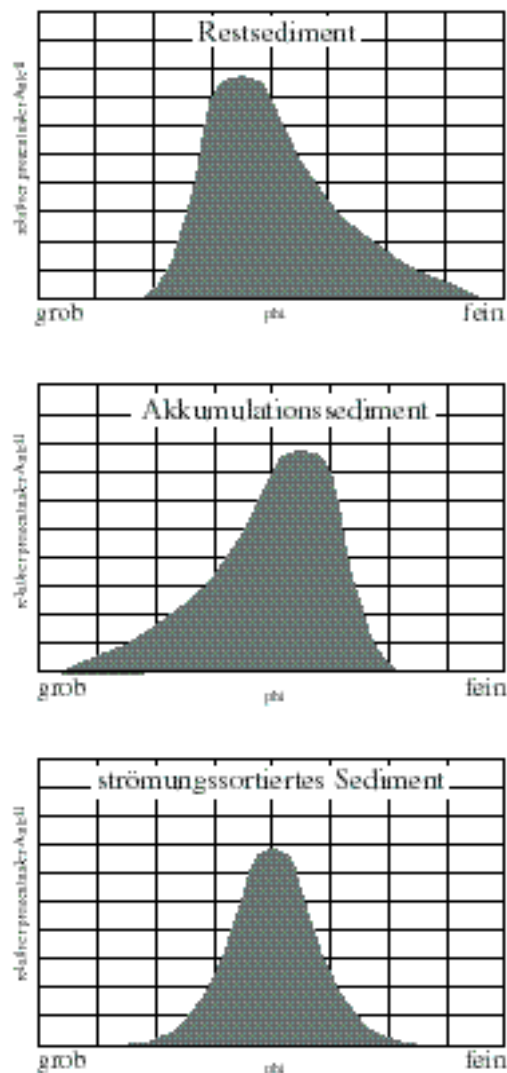
Strömungssortiertes Sediment wird charakterisiert durch die Kornverteilung des Korngemischs, das durch den Anteil der einzelnen Korngrößen an der Zusammensetzung der Gesamtheit beschrieben wird. Nach DIN 66 141 kann die Beziehung zwischen Korngröße und Volumen als stetige Kurve der Häufigkeitsverteilung dargestellt werden, da die Größe der Partikel eine kontinuierliche Variable ist. Für diese Abschätzung sind zahlreiche Partikel pro untersuchter

Probe notwendig. Um eine deutliche Veranschaulichung zu gewährleisten, verwendete UDDEN (1898) erstmals eine logarithmische Einteilung zur Darstellung von Kornverteilungen. WENTWORTH (1922) und KRUMBEIN (1934) modifizierten diese und führten die noch heute verwendete phi-Skala für die Histogrammdarstellungen ein:

$$\phi = -\log_2 D \quad (10)$$

$D$  = Durchmesser des Partikels (mm)

Die so erstellten Histogramme bilden die Diskussionsgrundlage für die Interpretation der Ablagerungsprozesse, die als „Typus“-Bild in Abbildung 3.9 wiedergegeben sind.



**Abbildung 3.9:** Schematische Darstellung der Korngrößenverteilung eines Restsediments, eines Akkumulationssediments und eines strömungssortierten Sediments (modifiziert nach MICHELS, 1995; HÖPPNER & HENRICH, 1999).



Restsedimente sind relativ grobkörnig und entstehen durch starke Strömungen, die den Feinanteil aus dem Sediment waschen. Variable Strömungen verursachen Sedimente, die gut sortiert sind und nur ein geringes Korngrößenspektrum aufweisen. Kontinuierlich nachlassende Strömungen bewirken die Ablagerung von relativ feinkörnigem Material, das in den Histogrammen eine deutliche Tendenz zur kleineren Korngrößen zeigt (MICHELS, 1995; HÖPPNER & HENRICH, 1999).

Für jede einzelne Sedimentprobe der Schwerelotkerne wurden Histogramme erstellt. Aus Gründen der Darstellbarkeit wird in der vorliegenden Arbeit jedes Zeitintervall durch ein Histogramm einer ausgewählte Probe beispielhaft beschrieben.

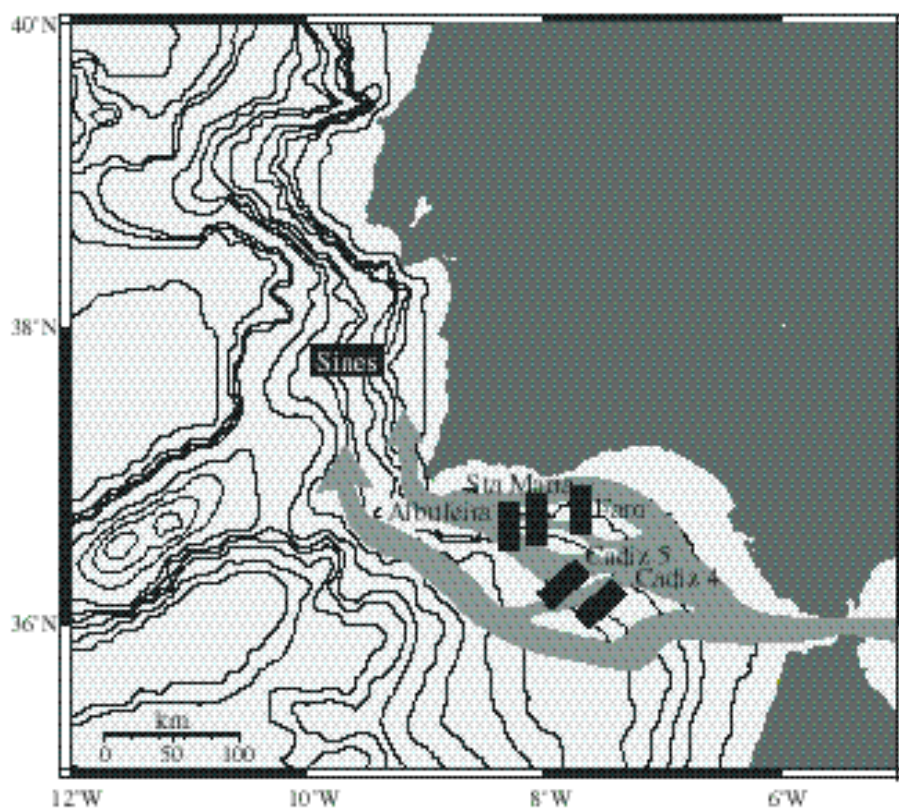
Alle Ergebnisse der sedimentphysikalischen und sedimentologischen Untersuchungen und deren Berechnungen werden in tabellarischer Form (siehe Anhang) und in graphischer Form (siehe Kapitel 4) dargestellt.

## 4. Ergebnisse

### 4.1 Sedimentphysik

#### 4.1.1 Hydroakustik

Der Einsatz hochauflösender Sedimentechographie im Bereich des Golfs von Cadiz und entlang des portugiesischen Kontinentalhangs ermöglicht eine dreidimensionale Erfassung des Meeresbodens. Abbildung 4.1 zeigt die Lage der hydroakustisch erfaßten Untersuchungsgebiete.



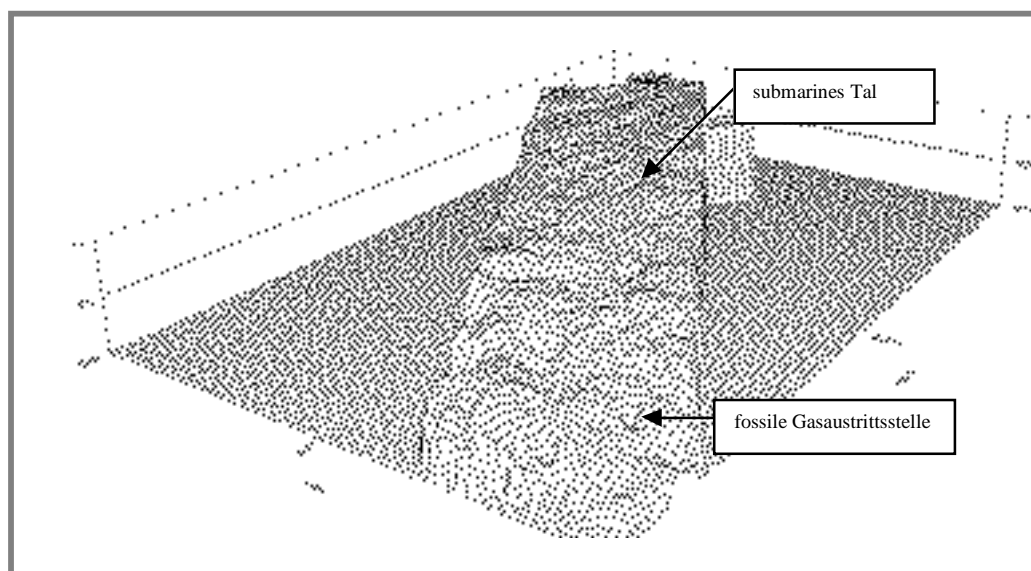
**Abbildung 4.1:** Lokationen der hydroakustischen HYDROSWEEP- und PARASOUND-Vermessungen.

Während der Ausfahrt wurden insgesamt sechs Gebiete befahren. Die Profilaufnahmen *Cadiz 4* und *5* liegen im östlichen Golf von Cadiz, in dem tektonische Vorgänge in der Vergangenheit die Morphologie des Meeresbodens entscheidend geprägt haben. Submarine Täler zwischen Diapirückenstrukturen kanalisieren das aus der Straße von Gibraltar ausströmende Mittelmeerwasser. Südlich der spanischen und portugiesischen Küste, im

Bereich der großflächigen Konturdriftkörpern befinden sich die Profilaufnahmen *Faro*, *Sta Maria* und *Albufeira*. Die hydroakustische Vermessung *Sines* gibt einen Einblick in die morphologischen Gegebenheiten des westiberischen Kontinentalhangs. Die auskartierten Regionen liegen in Tiefenbereichen zwischen 400 und 1000 m Wassertiefe.

Die Geschwindigkeiten der bodennahen Wassermassen werden entscheidend von submarinen Tälern und Anhöhen geprägt. Veränderungen im Strömungsmilieu treten aufgrund der Bodentopographie schon innerhalb weniger Meter auf und bilden sich in der Sedimentverteilung ab. Aus diesem Grund sind genaue Kenntnisse über die Morphologie des Meeresbodens und die verschiedenen Faziesbereiche nötig, um bei der Rekonstruktion von Paläoströmungsgeschwindigkeiten des MOWs lokale Einflüsse berücksichtigen zu können.

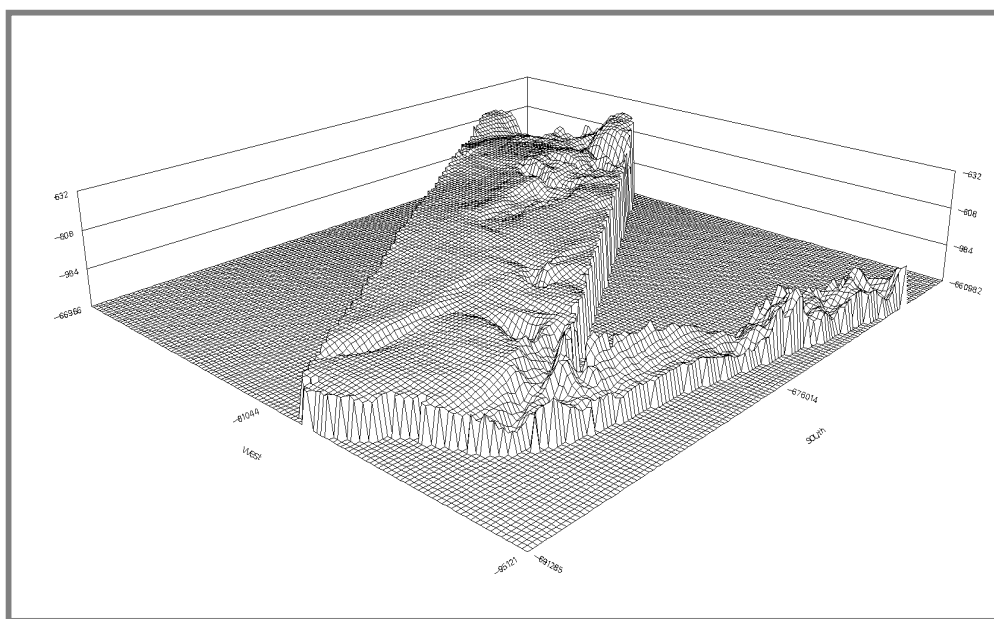
Sedimentation an linearen Diapirrücken bildet die Hauptstrukturen der hydroakustisch erfaßten Gebiete *Cadiz 4* und *5* im östlichen Golf von Cadiz. In submarinen Tälern, die nordost-südwest orientiert sind, kommt es aufgrund der kanalisierenden Wirkung der Bodenphysiographie zu hohen Strömungsgeschwindigkeiten des MOWs. Die erosiven Kräfte der Wassermasse sind an dieser Stelle sehr stark. Das südöstlichste Profil *Cadiz 4* zeigt zusätzlich zu den Strukturen der submarinen Täler ringförmige Einbuchtungen fossiler Gasaustrittsstellen, sogenannter „Pockmarks“, die eine Tiefe von mehreren zehner Metern erreichen können (Abbildung 4.2).



**Abbildung 4.2:** HYDROSWEEP-Profil *Cadiz 4* mit einer Länge von ca. 45 km (aus: METEOR-Berichte 99-1, 1999). Rücken- und Talstrukturen dominieren die Morphologie des Kontinentalhangs. Im Südwesten des Profils befinden sich ringförmige Strukturen fossiler Gasaustrittsstellen.

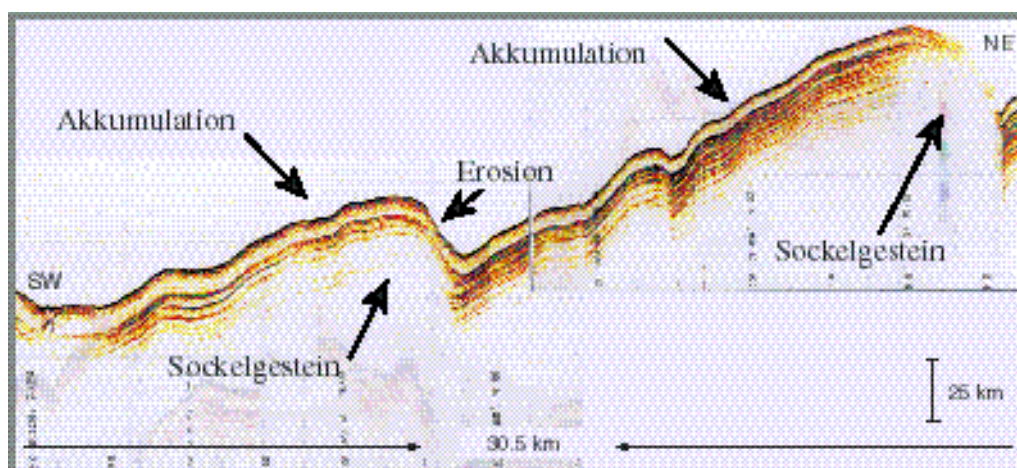
Der Hang weist eine geringe Neigung von ca.  $0.5^\circ$  auf. Das Profil befindet sich im Bereich des oberen Kontinentalhangs, in Wassertiefen zwischen 700 bis 1000 m und liegt somit im unmittelbaren Einflußbereich des MOWs.

Das zweite hydroakustisch vermessenen Gebiet *Cadiz 5* schließt sich nordwestlich an *Cadiz 4* an und befindet sich ebenfalls in Wasser tiefen zwischen 700 und 1000 m (Abbildung 4.3). Die Hangneigung bleibt mit  $0.5^\circ$  gering. Auffällig ist das ruhiger werdende Relief. Submarine Talstrukturen spielen nur noch eine untergeordnete Rolle, fossile Gasaustrittsstellen sind nicht mehr zu beobachten.



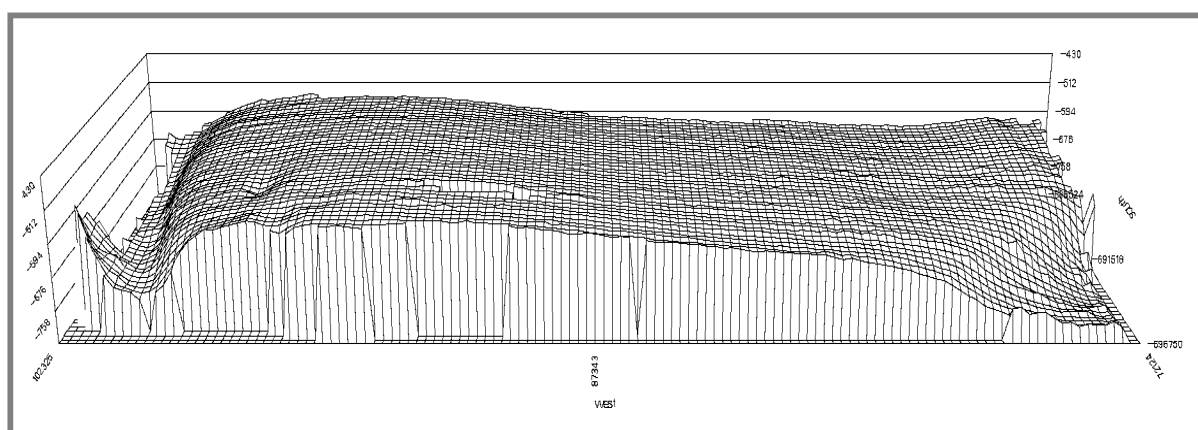
**Abbildung 4.3:** HYDROSWEEP-Profil *Cadiz 5* mit einer Länge von ca. 38 km. Auch in diesem Gebiet, das nordwestlich des Profils *Cadiz 4* liegt, treten Rücken- und Talstrukturen untergeordnet auf.

Im östlichen Golf von Cadiz, in dem sich die Profilaufnahmen *Cadiz 4* und *5* befinden, tritt häufig Sedimentation an Sockelgestein auf. Das PARASOUND-Profil in Abbildung 4.4 ist ein Beispiel einer solchen Sedimentgeometrie. Die hydroakustische Aufnahme zeigt parallele Reflektoren, die sich aus kontinuierlichen Wechselfolgen sandiger und schlammiger Sedimente zusammensetzen. Die Sedimentlagen enden abrupt am unterliegenden Gestein. Dies wird deutlich durch das Fehlen jeglicher Reflektoren in der Profilaufnahme. Sedimentationsereignisse wie Erosion und Akkumulation finden ebenfalls ihre Abbildung in der Geometrie der Reflektoren. Fehlende Verwerfungen in den Deckschichten zeigen, daß die Sedimente keinen tektonischen Einflüssen unterworfen waren.



**Abbildung 4.4:** Das PARASOUND-Profil aus dem Gebiet *Cadiz 4* zeigt die Sedimentgeometrie an Sockelgestein. Lage des Profilschnitts zwischen  $36^{\circ}12.21'N/7^{\circ}34.29'W$  und  $36^{\circ}16.68'N/7^{\circ}34.93'W$ .

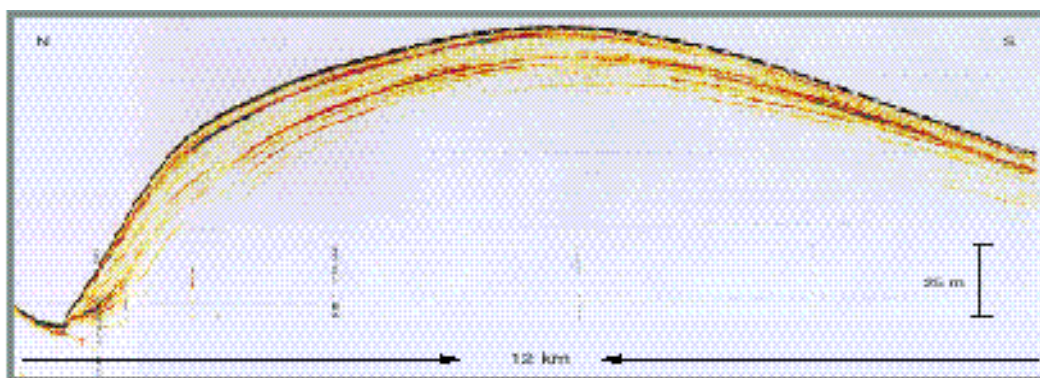
Während hohe Strömungsgeschwindigkeiten den östlichen Golf von Cadiz dominieren, vermindert sich die hydrodynamische Aktivität südlich von Spanien und Portugal entscheidend. Das MOW formt sich zu einem konturparallelen Strom. Dies zeichnet sich durch das Auftreten zahlreicher Sedimentdriftkörper entlang des südiberischen Kontinentalhangs ab. Einer der bekanntesten Driftkörper des Golfs von Cadiz ist die Faro-Drift mit einer Gesamtlänge bis zu 50 km und einer Sedimentmächtigkeit von 300 m. Er wurde durch Bodenströmungen des MOWs gebildet und besteht aus sandig, siltigen bis schlammigen Konturiten (FAUGERES et al., 1984).



**Abbildung 4.5:** HYDROSWEEP-Profil *Faro* mit einer Länge von ca. 30 km. Das Profil zeigt einen Nord-Süd-Schnitt durch den Faro-Driftkörper. Im Norden befindet sich eine markante Rinnenstruktur, die durch erosive Vorgänge gebildet wurde.

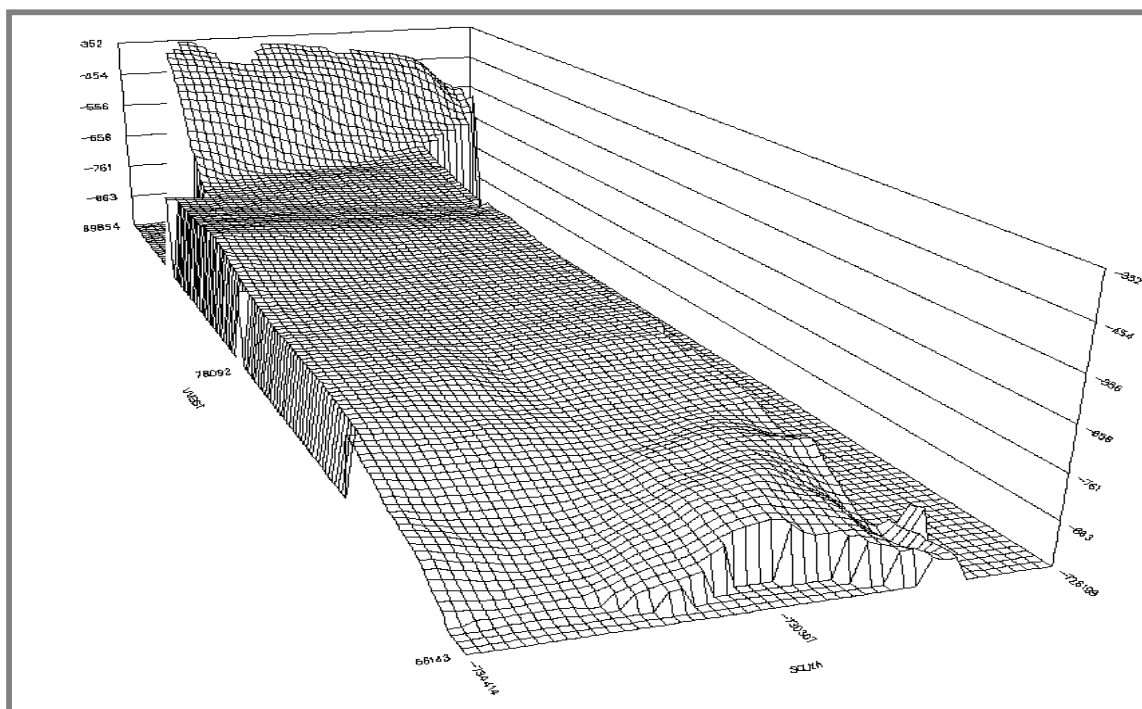
Die HYDROSWEEP-Aufnahme *Faro* erfasst den Faro-Driftkörper durch einen Nord-Süd verlaufendem Profilschnitt in Wassertiefen zwischen 400 und 900 m (Abbildung 4.5). Auffällig ist die ausgelängte Plateaustruktur, die im Norden durch eine erosive Rinne, die parallel zum Kontinentalhang verläuft, durchschnitten wird. Die morphologischen Begebenheiten beeinflussen entscheidend die Dynamik der bodennahen Ströme. Während die Strömungsgeschwindigkeiten auf der Ebene relativ gering sind, werden die Wassermassen in der Rinne aufgrund der kanalisierenden Wirkung beschleunigt.

Die PARASOUND-Aufzeichnung in Abbildung 4.6 ist ein Ausschnitt aus dem nördlichen Bereich der Faro-Drift. Starke, parallele Oberflächenreflektoren sind durchgehend von Süden nach Norden zu verfolgen. Die von Osten nach Westen verlaufenden Ströme verursachen im Bereich des Plateaus eine kontinuierliche Sedimentationsabfolge. In der Ost-West verlaufenden Rinne dominieren erosive Kräfte. Die fehlende Sedimentation in diesem Gebiet zeichnet sich durch das Auskeilen der Reflektoren ab.

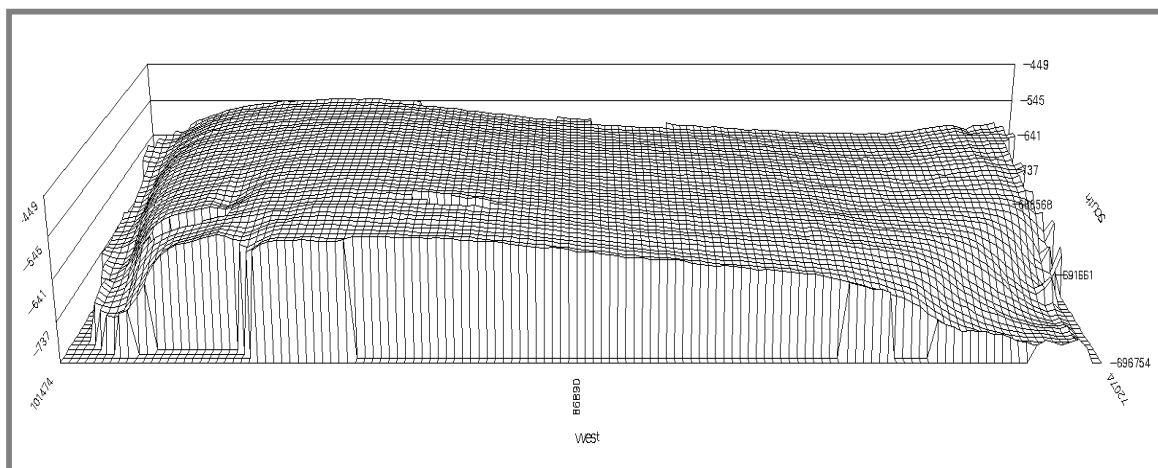


**Abbildung 4.6:** Sedimentation am Faro-Driftkörper, der im Norden durch die Rinnenstruktur begrenzt wird (aus Gründen der Darstellbarkeit ist das Profil 480-fach überhöht). Lage des PARASOUND-Profilschnitts zwischen  $36^{\circ}53.9'N/7^{\circ}38.1'W$  und  $36^{\circ}48.3'N/7^{\circ}38.1'W$ .

Die morphologischen Strukturen des Faro-Driftkörpers erstrecken sich weiter in den Westen hinein. Die Profile *Sta Maria* und *Albufeira* bilden eine Fortsetzung des Profils *Faro*. Das ruhige Relief bleibt bestehen; die Rinnenstruktur verfolgt weiterhin einen ost-westlichen Verlauf (Abbildung 4.7 und 4.8).



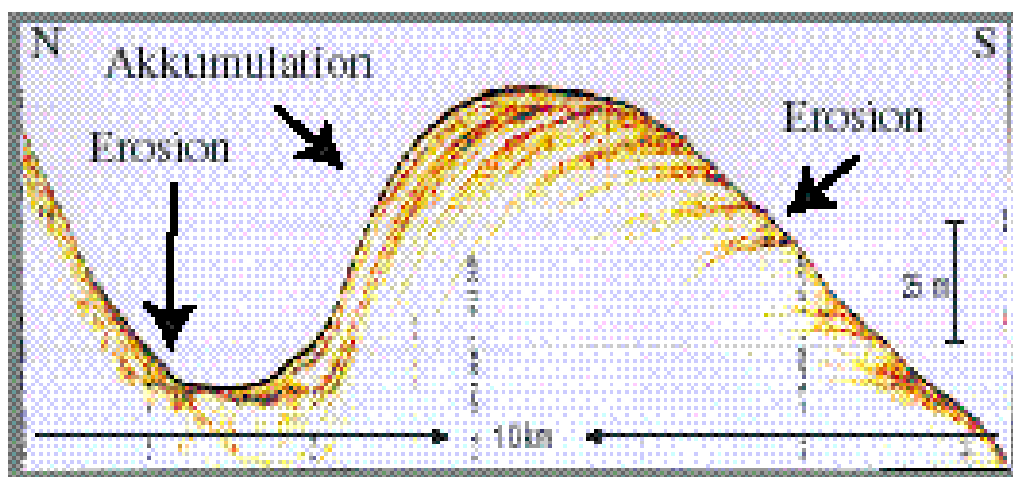
**Abbildung 4.7:** HYDROSWEEP-Profil *Sta Maria* mit einer Länge von ca. 23 km schließt sich westlich an das Profil *Faro* an. Die morphologischen Strukturen sind vergleichbar mit denen an der Faro-Drift beobachteten.



**Abbildung 4.8:** HYDROSWEEP-Profil *Albufeira* mit einer Länge von ca. 23 km. Auch die westlichste Profilaufnahme zeigt deutlich die Driftkörperstruktur mit der markanten erosiven Rinne im Norden.



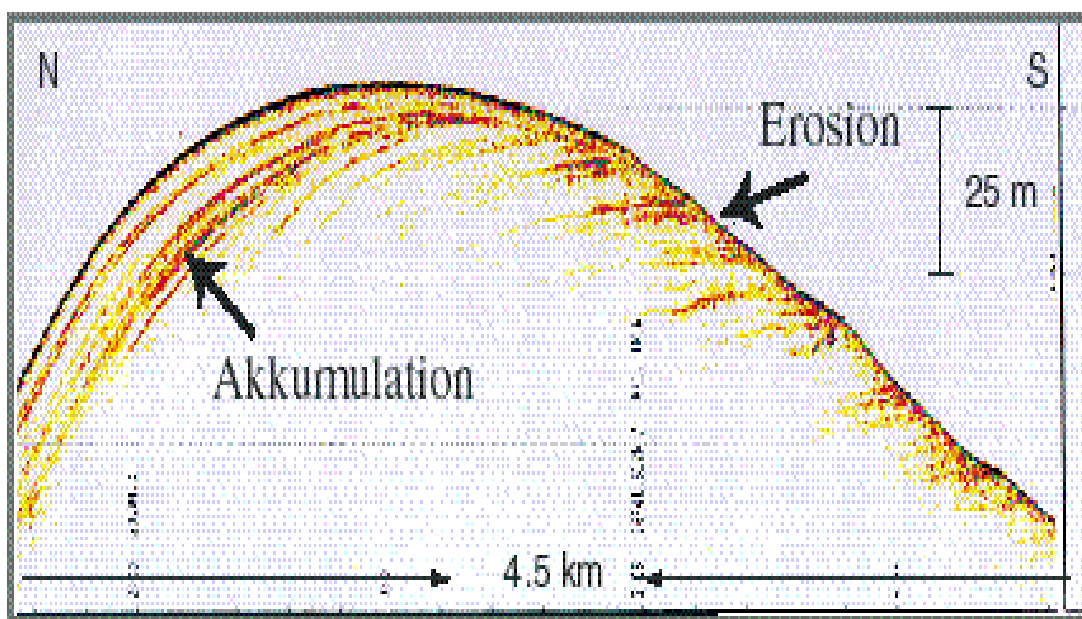
Die Sedimente des westlichen Driftkörpers, in dem der PARASOUND-Profileschnitt *Sta Maria* gelegen ist, zeigen ebenfalls wie die Faro-Drift eine großräumige Wellenstruktur. Im südlichen Bereich auf dem Plateau kommt es zur Akkumulation von Sedimenten. Die nahezu parallelen Reflektoren keilen zum Mittelpunkt des Driftkörpers aus. Dies zeigt die Paläoströmungsrichtung an. Während das MOW mit einem ost-westlichen Verlauf über den Faro-Driftkörper hinwegstreicht und eine parallele Sedimentation verursacht, kommen die Sedimente im Bereich des Profilschnitts *Sta Maria* durch eine südost-nordwestwärts gerichtete Strömung zur Ablagerung. Die Strukturen in der nördlich gelegenen Rinne bleiben die gleichen wie im Profil *Faro*.



**Abbildung 4.9:** Sedimentation im Gebiet des PARASOUND-Profileschnitts *Sta Maria*. Auftreten von Akkumulation und Erosion (aus Gründen der Darstellbarkeit ist das Profil 400-fach überhöht). Lage des Profilschnitts zwischen  $36^{\circ}45.7'N/78.14.9'W$  und  $36^{\circ}40.5'N/78.14.9'W$ .

Der PARASOUND-Profileschnitt *Albufeira* zeigt, daß das westlichste hydroakustisch erfaßte Untersuchungsgebiet den Strömungsmodalitäten, wie sie im dem Gebiet *Sta Maria* beschrieben wurden, unterworfen ist (Abbildung 4.10). Die zur Mitte des Driftkörpers auskeilenden Reflektoren zeigen ebenfalls Akkumulationsvorgänge, die auf eine südost-nordwest gerichtete Paläoströmung zurückzuführen sind.

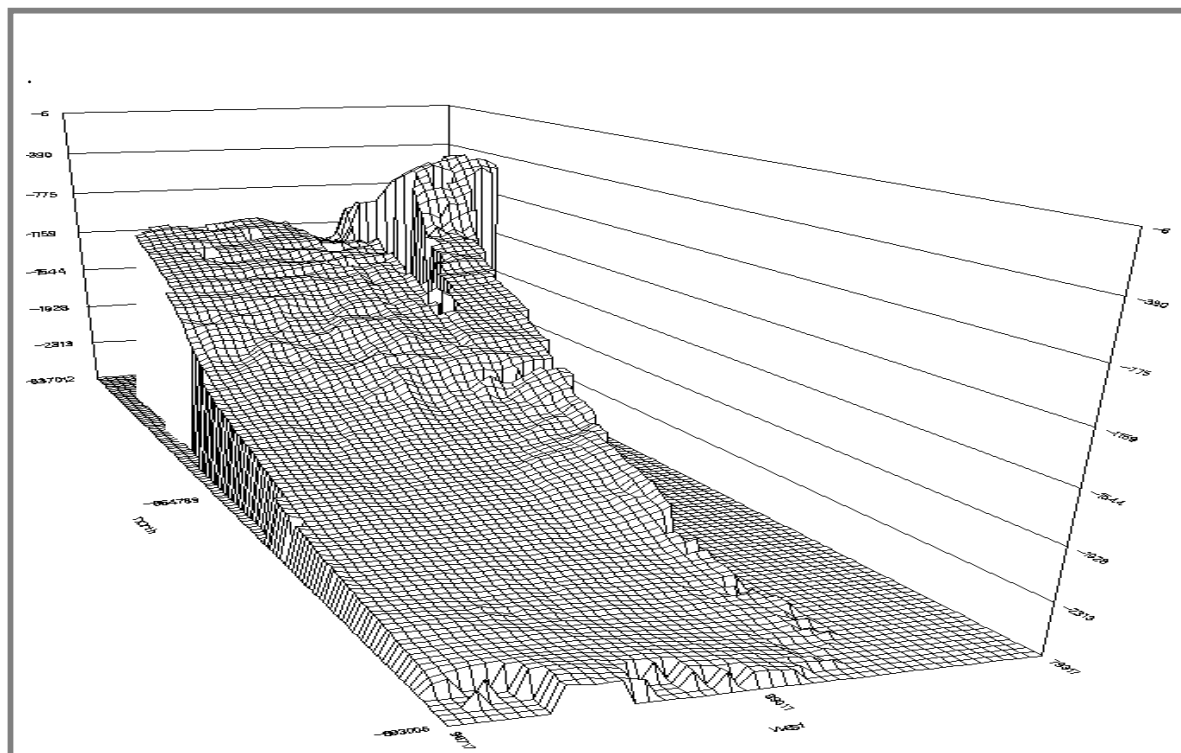




**Abbildung 4.10:** Sedimentation im Gebiet des PARASOUND-Profileschnitts *Albufeira*. Hierbei treten deutlich dieselben Sedimentstrukturen wie im Profilschnitt *Sta Maria* auf (aus Gründen der Darstellbarkeit ist das Profil 180-fach überhöht). Lage des Profilschnitts zwischen  $36.42.3^{\circ}\text{N}/8.17.1^{\circ}\text{W}$  und  $36^{\circ}39.9^{\circ}\text{N}/8.17.2^{\circ}\text{W}$ .

Während das Hangrücken- und Talgebiet im südöstlichen Golf von Cadiz aufgrund der Nähe zur Straße von Gibraltar starken Strömungen, die durch die kanalisierende Wirkung der submarinen Täler verstärkt wird, unterworfen ist, befindet sich der südiberische Kontinentalhang in einem Bereich ruhigerer Strömungsverhältnisse. Lediglich an der Nordflanke der Driftkörperstrukturen führt die kanalisierende Wirkung der Rinne zu einem Anstieg der Strömungsintensität.

Das Arbeitsgebiet westlich des portugiesischen Kontinentalhangs unterscheidet sich deutlich von den Gegebenheiten des Golfs von Cadiz. Das hydroakustisch erfaßte Gebiet *Sines* befindet sich einer Wassertiefe zwischen 1150 m und 2300 m (Abbildung 4.11). Es wird nicht mehr vom MOW erfaßt und ist somit gesondert zu betrachten und zu diskutieren. Die morphologischen Strukturen zeigen im östlichen Teil der Profilaufnahme Sedimentwellen. Das westliche Gebiet ist nahezu planar. Das ruhige Relief läßt auf verminderte Strömungsenergie schließen.



**Abbildung 4.11:** HYDROSWEEP-Profil *Sines* mit einer Länge von 46 km. Der relativ steile östliche Kontinentalhang verflacht sich mit zunehmender Wassertiefe.

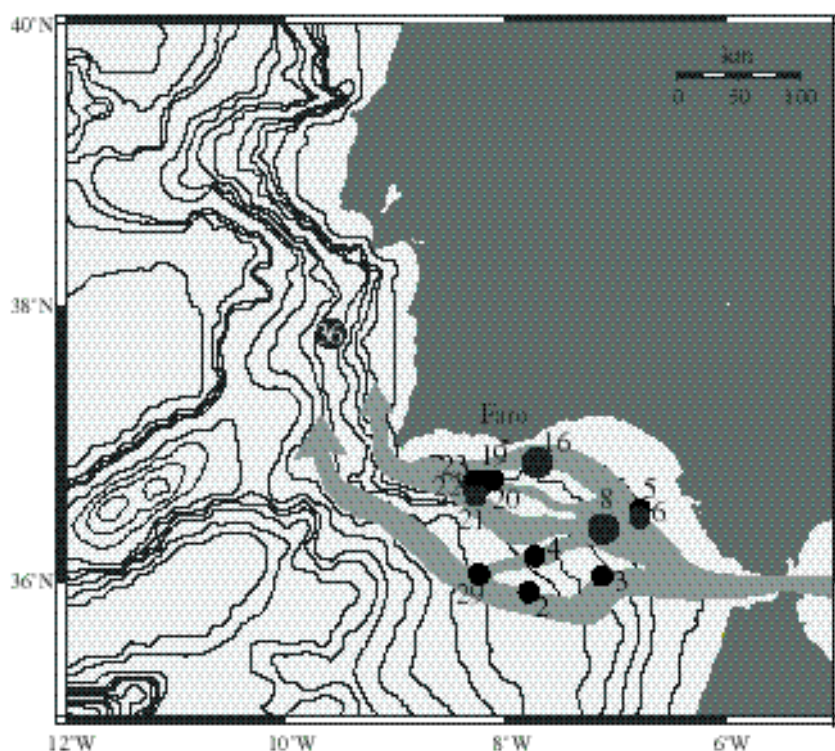
Aufgrund der sedimentechographischen Profilaufnahmen kann der Golf von Cadiz in zwei verschiedene Faziesbereiche eingeteilt werden:

- a) Sedimentation in Gebieten mit Rücken- und Talstrukturen (Profile *Cadiz 4* und *5*).
- b) Driftkörperablagerungen entlang des südlichen iberischen Kontinentalhanges (Profile *Faro*, *Sta Maria* und *Albufeira*).

Der westiberische Kontinentalhang mit der Profilaufnahme *Sines* weist eine ruhige Hangfazies mit leichten Verebnungen auf.

#### 4.1.2 Sedimentphysikalische Parameter

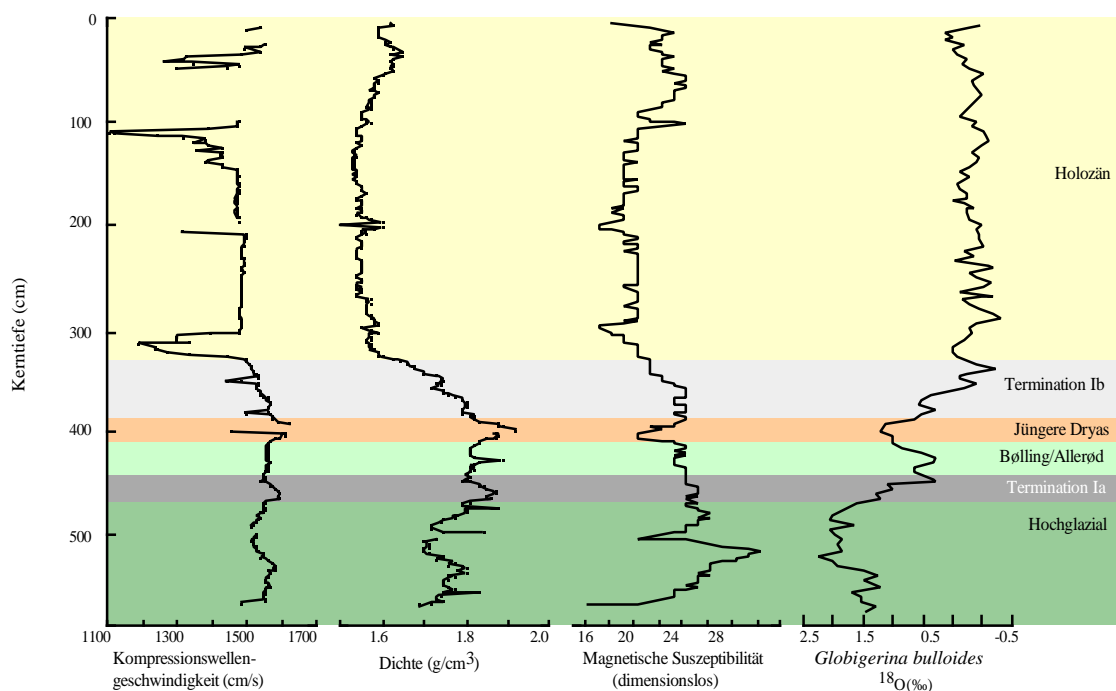
Den Schwerpunkt der Untersuchungen bilden sedimentphysikalische und sedimentologische Arbeiten an drei Kernen aus dem Golf von Cadix aus Wassertiefen zwischen 580 m und 680 m und einem Kern westlich des portugiesischen Kontinentalhangs aus einer Wassertiefe von 1746 m, sowie sedimentologische Analysen an 15 Oberflächenproben. Die Abbildung 4.12 zeigt die Lokalitäten der Großkastengreifer und Schwerelotstationen. Alle bearbeiteten Kerne reichen in ihrer zeitlichen Erstreckung bis in das letzte Hochglazial zurück.



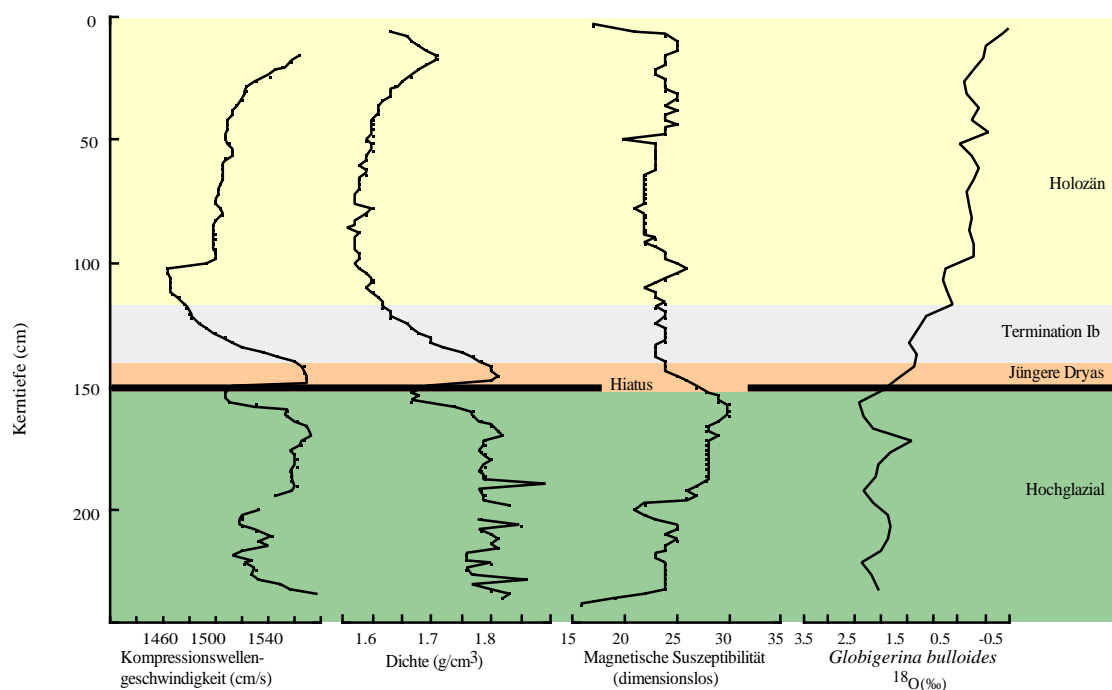
**Abbildung 4.12:** Positionen der bearbeiteten Schwerelotkerne und Großkastengreifer. An den Kernstationen 8, 16, 22 und 36 (große Punkte) wurden beide Geräte eingesetzt; an allen übrigen Stationen (kleine Punkte) wurden nur Oberflächenproben mit dem Großkastengreifer gewonnen.

Globale Klimaschwankungen und lokale Ereignisse bilden sich in den sedimentologischen Prozessen ab und werden in den Sedimenten überliefert. Die Ablagerungsprozesse bestimmen die relative Verteilung der biogenen und terrigenen Komponenten, die durch ihre sedimentphysikalischen Eigenschaften charakterisiert werden können. Amplitudenschwankungen in der Kompressionswellengeschwindigkeit, der Dichte und der magnetischen Suszeptibilität können daher Klimaschwankungen anzeigen. Die Länge der

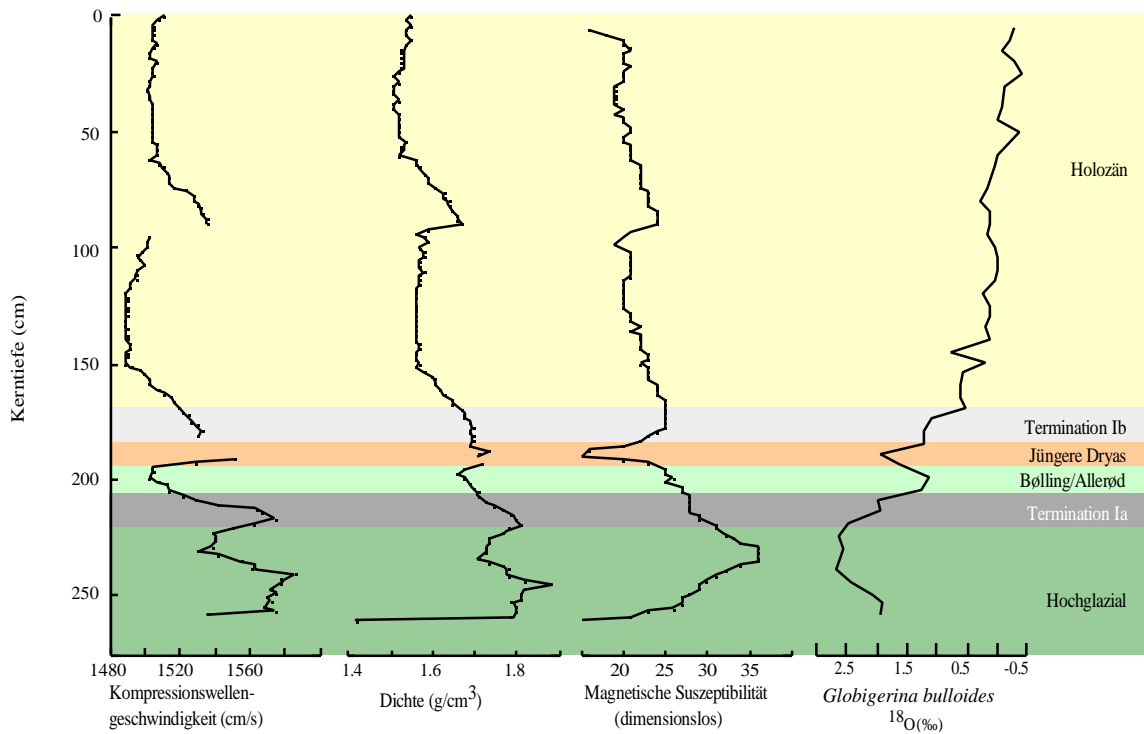
untersuchten Kerne variiert zwischen 2.44 m und 7.17 m. Die ermittelten Daten werden gegen die Tiefe dargestellt und anhand der isotopestratigraphischen Einteilung von SCHÖNFELD (pers. Mitt. 1999) beginnend mit dem letzten Hochglazial bis in das Holozän diskutiert.



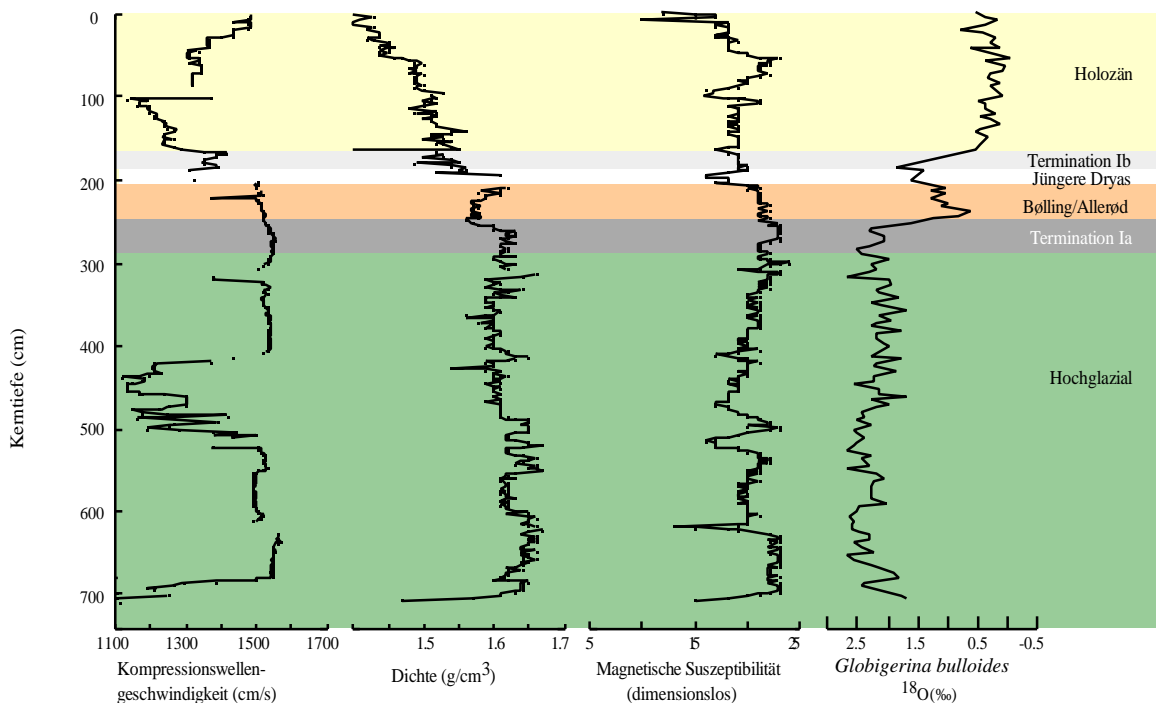
**Abbildung 4.13:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/8 ( $36^{\circ}22.7'N/7^{\circ}04.2'W$ ). Sektionsübergänge bei 100, 200, 300, 400 und 500 cm. (Isotopestratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).



**Abbildung 4.14:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/16 ( $36^{\circ}46.7'N/7^{\circ}42.1'W$ ). Sektionsübergänge bei 100 und 200 cm. (Isotopestratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).



**Abbildung 4.15:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/22 (36°42.7'N/8°15.6'W). Sektionsübergänge bei 90 und 190 cm. (Isotopenstratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).



**Abbildung 4.16:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/36 (37°48.3'N/9°40.8'W). Sektionsübergänge bei 96, 196, 205, 309, 413, 517 und 621 cm. (Isotopenstratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

Alle Kerne des Golfs von Cadiz und entlang des portugiesischen Kontinentalhangs liefern Sedimentproben, die bis ins Hochglazial hineinreichen und erfassen somit den letzten glazialen-interglazialen Zyklus. In den Kernen M39/8 (Abbildung 4.13) und M39/22 (Abbildung 4.15) und M39/36 (Abbildung 4.16) liegt eine kontinuierliche Sedimentationsabfolge vor, während der Kern M39/16 (Abbildung 4.14), der im Bereich der Faro-Drift liegt, einen Hiatus nach der Jüngerer Dryas aufweist. Ablagerungen der Termination Ia und des Bølling/Allerøds fehlen hier vollständig. Hohe Sedimentationsraten, die bis zu 56 cm/1000 Jahre betragen können, lassen detaillierte Signaturen in den sedimentphysikalischen Ergebnissen erkennen, die Rückschlüsse auf Klimaumschwünge zulassen. Generell werden kältere Phasen und Perioden tieferen Meeresspiegels durch einen Amplitudenanstieg bei der Kompressionswellengeschwindigkeit und Dichte charakterisiert. Die Werte der magnetischen Suszeptibilität hingegen verringern sich in diesen Zeiten. Ein Vergleich der isopenstratigraphischen Ergebnisse mit den Loggingdaten läßt deutlich erkennen, daß die Amplitudenschwankungen der sedimentphysikalischen Parameter ein Abbild klimatischer Schwankungen darstellen.

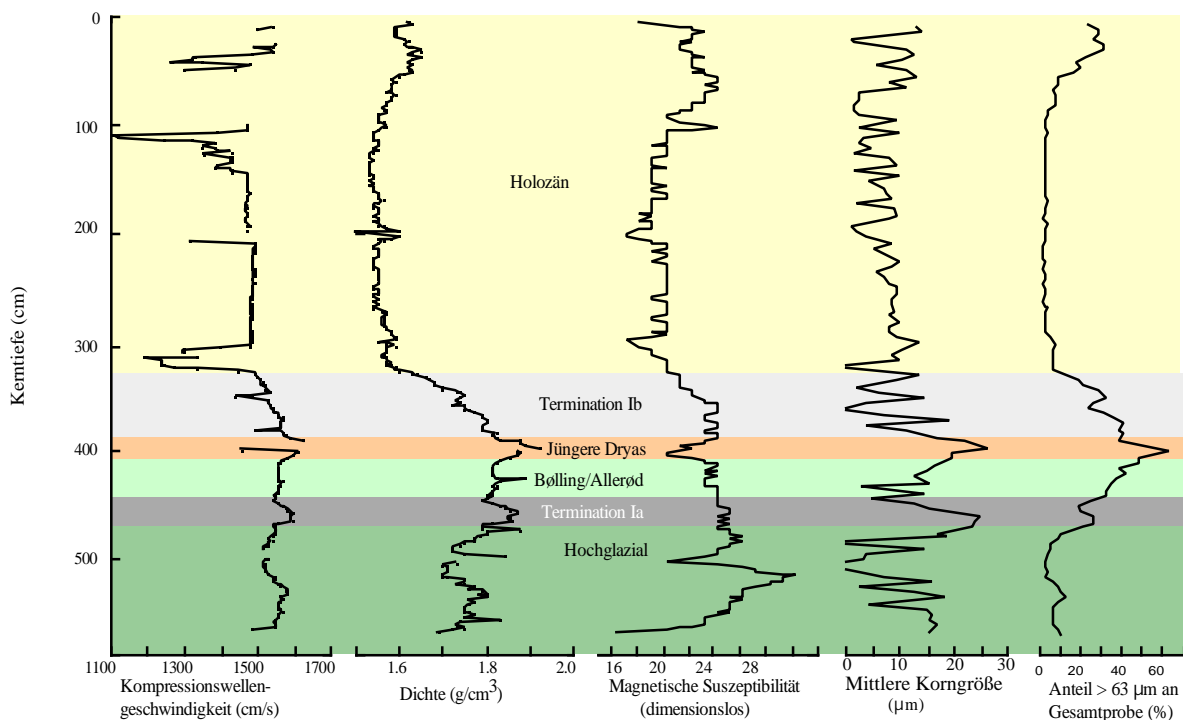
Die Kompressionswellengeschwindigkeit von Meeressedimenten schwankt zwischen 1480 cm/s und 1700 cm/s. MIENERT & BLOEMENDAL (1989) und GRÜTZNER et al. (1997) bestimmten ebenso Werte dieser Größenordnung an Sedimenten des Äquatorialen Atlantiks. Die Kompressionswellengeschwindigkeit der Schwerelotkerne M39/16 und M39/22 liegt ebenfalls in diesem Meßbereich. An den Kernen M39/8 und M39/36 werden jedoch Minimalwerte bis zu 1100 m/s ermittelt, die als unrealistisch betrachtet werden müssen. Die Werte der Dichte ( $1.4-1.8 \text{ g/cm}^3$ ) und der magnetischen Suszeptibilität (5-35) aller Kerne entsprechen denen, die GRÜTZNER et al. (1997) im Äquatorialen Atlantik erhoben haben.

Der längste Kern M39/36 weist bei ca. 6.05 cm eine Lage eistransportierten Materials auf, die aufgrund von Korrelation mit bereits datiertem Kernmaterial aus dem gleichen Seegebiet auf das Heinrich3-Ereignis vor ca. 27 000 Jahren v.h. datiert werden kann. In einer Kerntiefe von ca. 500 cm tritt eine Heinrich2-Lage auf, die durch  $^{14}\text{C}$ -Datierung einem Alter von ca. 23 000 Jahren v.h. zugeordnet werden kann. Beide Lagen werden durch erhöhte Amplituden der Dichte und der magnetischen Suszeptibilität gekennzeichnet. Charakteristisch für alle Kerne aus dem Golf von Cadiz und für den Kern am portugiesischen Kontinentalhang ist ein Abfall der magnetischen Suszeptibilität am Ende des letzten, glazialen Maximums. Während der Termination Ia zeigen die Werte der Kompressionswellengeschwindigkeit, der Dichte und der magnetischen Suszeptibilität in Kern M39/8 und M39/36 ein deutliches Signal einer Heinrich1-Lage, die ebenfalls durch Korrelation auf ein Alter von 14 000 – 15 000 Jahre v.h.

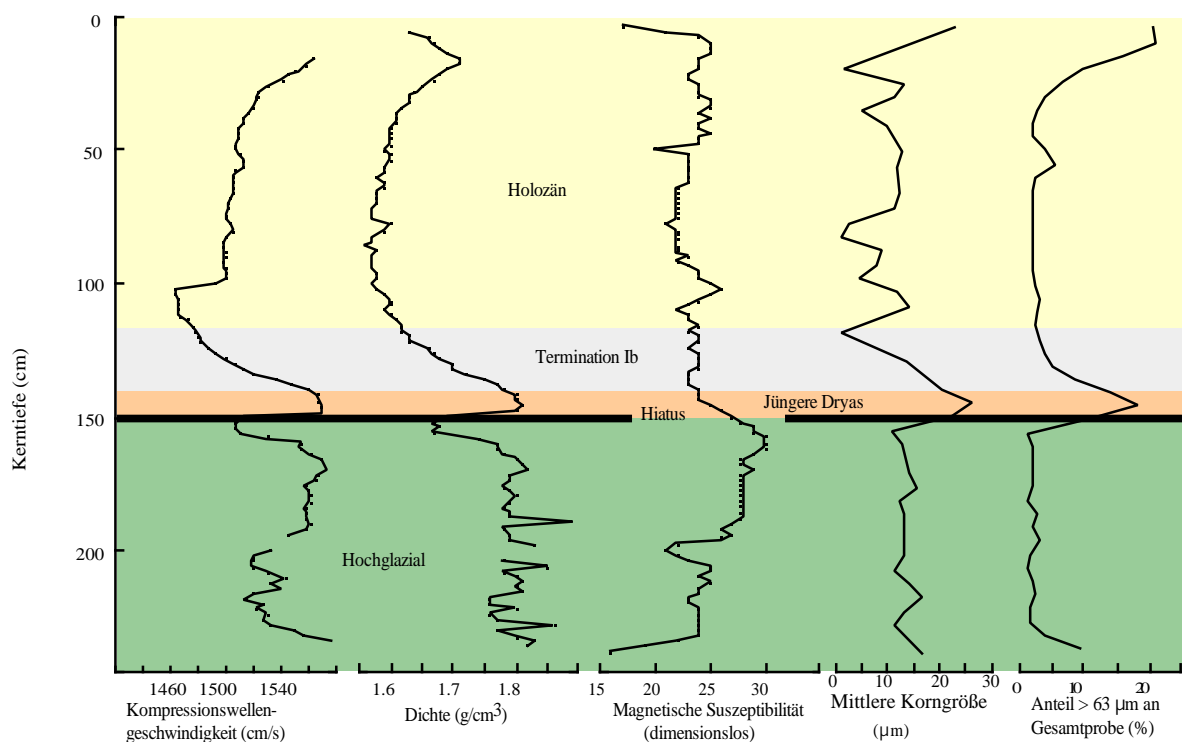
datiert wird (SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999). Bei Kern M39/8 wird dieses Ereignis nur in den Werten der Kompressionswellengeschwindigkeit und der Dichte deutlich. Die magnetische Suszeptibilität zeigt an dieser Stelle keine wesentliche Amplitudenänderung. Das Bølling/Allerød ist durch relativ konstante sedimentphysikalische Werte gekennzeichnet. Der Kern M39/22 zeigt eine kontinuierliche Verminderung der Meßwerte aller sedimentphysikalischer Parameter seit dem Heinrich-Ereignis während der Termination Ia. Die Zeit der Jüngeren Dryas wird durch einen charakteristischen Verlauf in allen Kernen beschrieben. Es kommt zu einem signifikanten Anstieg der Kompressionswellengeschwindigkeit und zu einer Zunahme der Dichte. Bemerkenswert ist der gleichzeitige Abfall der magnetischen Suszeptibilität. Während der Termination Ib verringern sich die Laufzeitgeschwindigkeiten und die Dichtewerte. Die magnetische Suszeptibilität ist über einen längeren Zeitraum konstant und vermindert sich zum Ende der Termination. Das Holozän zeigt in allen Kernen vergleichbare Muster der sedimentphysikalischen Eigenschaften. Am deutlichsten wird dies anhand der magnetischen Suszeptibilität zwischen 100 cm und dem Top der Kerne M39/8, M39/22 und M39/36. Im oberen Bereich kommt es zu einem signifikanten Anstieg der Kurve. Bei dem Kern M39/16 tritt dieses Muster in einem Tiefenintervall zwischen 50 cm und 0 cm auf; die Kerne M39/8 und M39/22 zeigen dies in einer Tiefe von 100 cm bis zum Top.

Ein Vergleich der sedimentphysikalischen Parameter aller Kerne mit dem prozentualen Anteil der Fraktion  $> 63 \mu\text{m}$  an der Gesamtprobe veranschaulicht, daß die Signale der Loggingdaten durch den Anteil der Grobfraktion im Sediment verursacht werden (Abbildungen 4.17-4.20). Dies wird deutlich durch die gute Übereinstimmung der Grobfraktionskurve mit den Werten der Kompressionswellengeschwindigkeit und Dichte. Die Werte der magnetischen Suszeptibilität zeigen sowohl eine gegenläufige Korrelation zu den groben Korngrößen im Grobfraktionsanteil als auch zu den gröberen Körnern der mittleren Korngröße des Anteils  $< 63 \mu\text{m}$ . Dies bedeutet, daß ein Amplitudenmaximum der magnetischen Suszeptibilität mit geringen Korngrößen einhergeht.

Der Vergleich der Loggingdaten mit den sedimentologischen Ergebnissen verdeutlicht, daß die Kompressionswellengeschwindigkeit und Dichte durch den grobkörnigeren Anteil des Sediments dargestellt wird, während der Anteil der magnetisierbaren Teilchen in der Tonmineralfraktion vertreten ist.

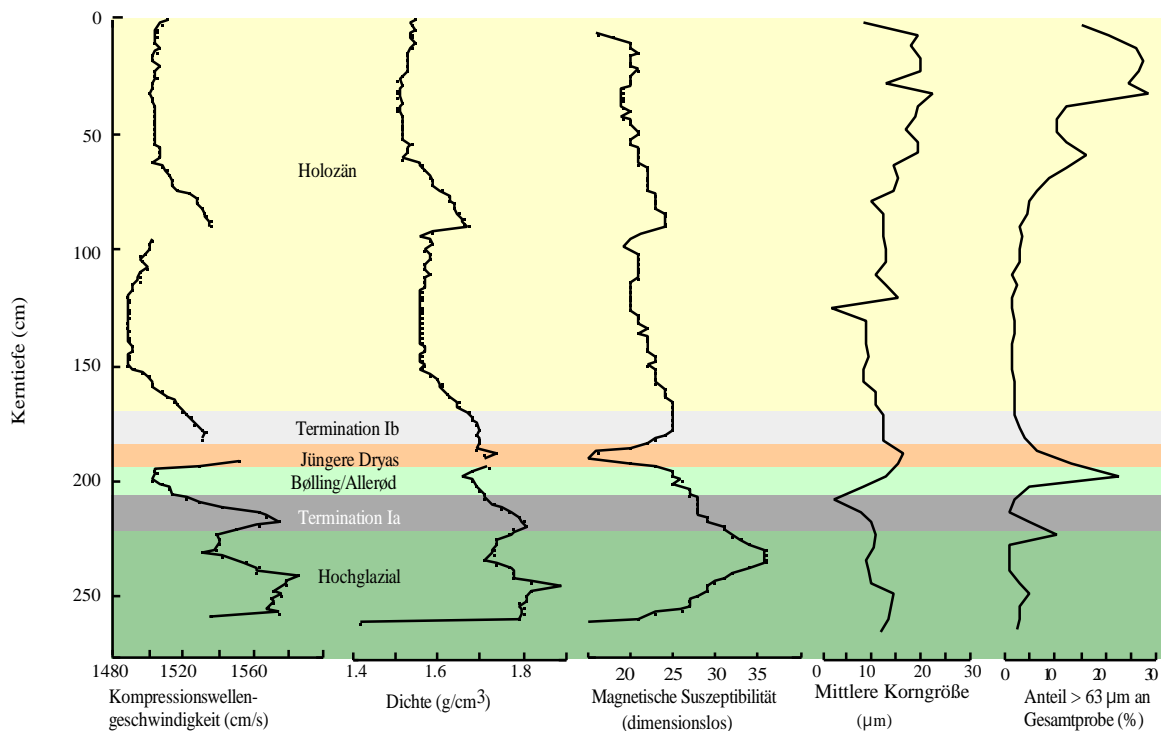


**Abbildung 4.17:** Loggingdaten des Kerns M39/8 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

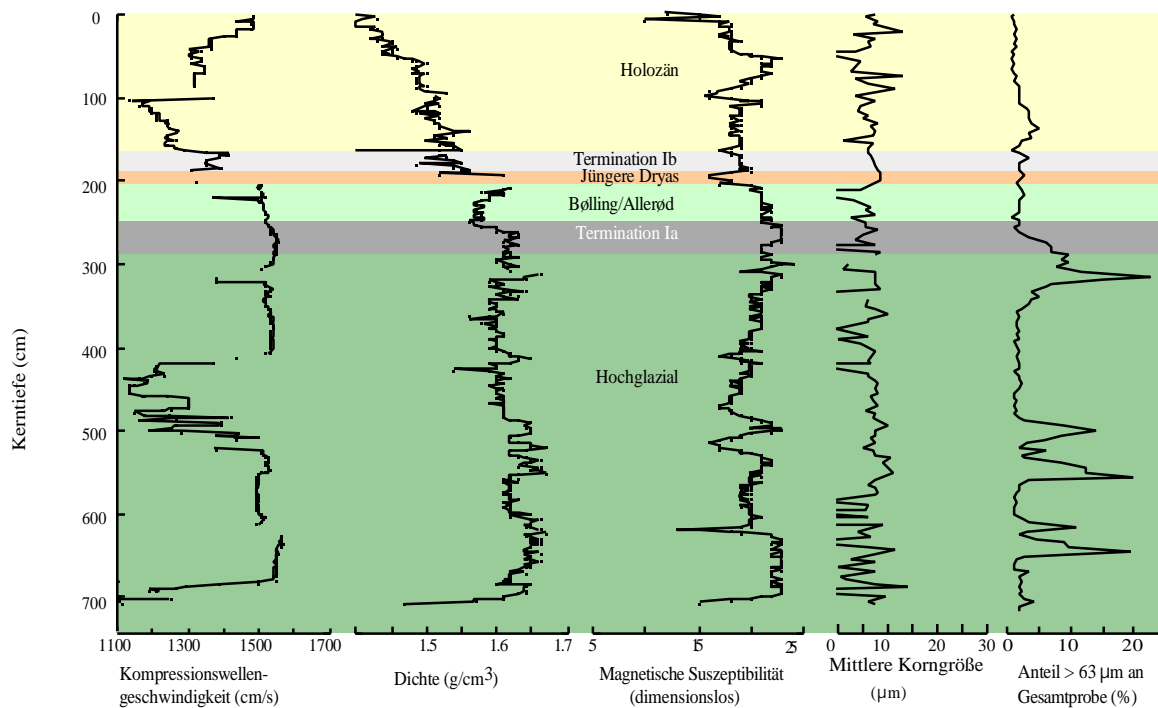


**Abbildung 4.18:** Loggingdaten des Kerns M39/16 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).





**Abbildung 4.19:** Loggingdaten des Kerns M39/22 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).



**Abbildung 4.20:** Loggingdaten des Kerns M39/22 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

## 4.2 Sedimentologie

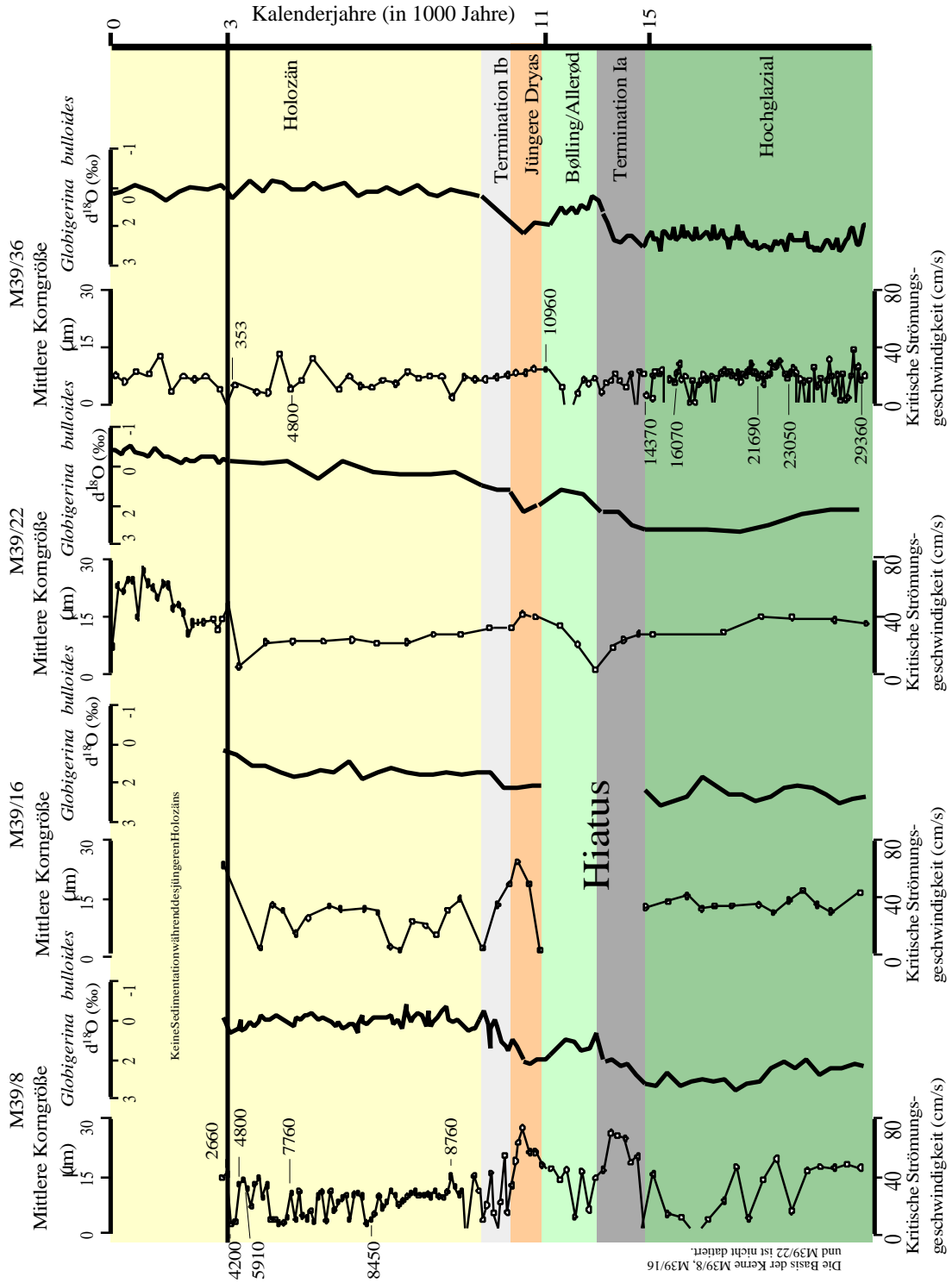
### 4.2.1 Mittlere Korngröße und Strömungsgeschwindigkeit

Die Ergebnisse der sedimentologischen Analysen der einzelnen Schwerelotkerne werden wie die sedimentphysikalischen Parameter gegen die Tiefe abgebildet. Dabei werden ebenfalls die Schwankungen in der mittleren Korngröße und der daraus errechneten kritischen Strömungsgeschwindigkeitswerte vom älteren zum jüngeren Zeitintervall aufgetragen und interpretiert (Abbildung 4.21). Die Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen werden der Isotopenstratigraphie gegenübergestellt, die durch  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an ausgewählten Positionen gestützt werden (SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

Globale Klimaschwankungen wirken sich auf die Sedimentationsgeschichte des Arbeitsgebietes aus. Die Ergebnisse der mit dem Sedigraphen 5100 durchgeführten Untersuchungen zeigen, daß das Korngrößenspektrum der mittleren Korngröße in der Feinfraktion in einem Wertebereich zwischen 0 und 30  $\mu\text{m}$  liegt. Die Sedimentproben aus dem Golf von Cadiz bestehen überwiegend aus homogenem, feinkörnigem Silt und siltigem Ton, der von sandigeren Lagen mit Mächtigkeiten von mehreren Zentimetern durchzogen wird. Der Kern M39/36 vom portugiesischen Kontinentalhang ist durchgehend homogen und setzt sich aus feinstkörnigem Silt und Ton zusammen.

Der Übergang vom letzten, glazialen Maximum (LGM) zeigt sich im Kern M39/8 als eine Korngrößenzunahme, während der Kern M39/22 eine Kornverkleinerung aufweist. Die Termination Ia wird in beiden Kernen durch eine Veränderung zum kleineren Korngrößenspektrum gekennzeichnet, das an der Grenze zum Bølling/Allerød einen Minimalwert erreicht. Während des Bølling/Allerøds kommt es wieder zu einer Vergrößerung. Die Jüngere Dryas ist mit Maximalwerten zwischen 20 und 25  $\mu\text{m}$  gekennzeichnet. Dies ist auch in Kern M39/16 zu erkennen. Die Kerne M39/16 und M39/22 zeigen für das Holozän starke Amplitudenschwankungen, während die Werte des Kerns M39/8 nur in einem Korngrößenspektrum unterhalb 15  $\mu\text{m}$  variieren.

Die holozänen Lagen der Kerns M39/22 werden durch eine relative Kornvergrößerung zu jüngeren Lagen hin charakterisiert. Der Kern M39/36 läßt jedoch über die Gesamtlänge keine signifikanten Variationen erkennen. Die mittlere Korngröße erreicht im Durchschnitt maximale Werte von 10  $\mu\text{m}$ .



**Abbildung 4.21:** Mittlere Korngröße des Größenbereichs kleiner 63µm und kritische Strömungsgeschwindigkeit der Schwerelotkerne M39/8, M39/16, M39/22 und M39/36 aufgetragen gegen Isopenstratigraphie (nach PDB-Standard) mit <sup>14</sup>C-Datierungen an ausgewählten Kernpositionen (SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

Die globalen Klimaschwankungen, die in den Sedimenten der Kerne des Golfs von Cadiz deutlich dokumentiert sind, bilden sich nicht in den Sedimenten aus dem Bereich des portugiesischen Kontinentalhangs ab.

Die Berechnung der kritischen Strömungsgeschwindigkeit nach den empirischen Formeln von BAGNOLD (1966), GIBBS et al. (1971) und ZANKE (1982) ergibt Werte, die in einem linearen Zusammenhang mit der mittleren Korngröße stehen. Aus diesem Grund nehmen die Amplitudenschwankungen der kritischen Strömungsgeschwindigkeiten den gleichen Verlauf wie die Werte der mittleren Korngröße.

Der berechnete Wertebereich für die kritische Strömungsgeschwindigkeit bei 100 cm über der Meeressohle erreicht Maximalwerte von 80 cm/s. Die rekonstruierten Paläoströmungsgeschwindigkeiten liegen in einem Bereich der heutigen Strömungswerte, die im Golf von Cadiz und entlang des portugiesischen Kontinentalhangs gemessen wurden, nahe kommt (HEEZEN & JOHNSON, 1969) (Tabelle 4.1).

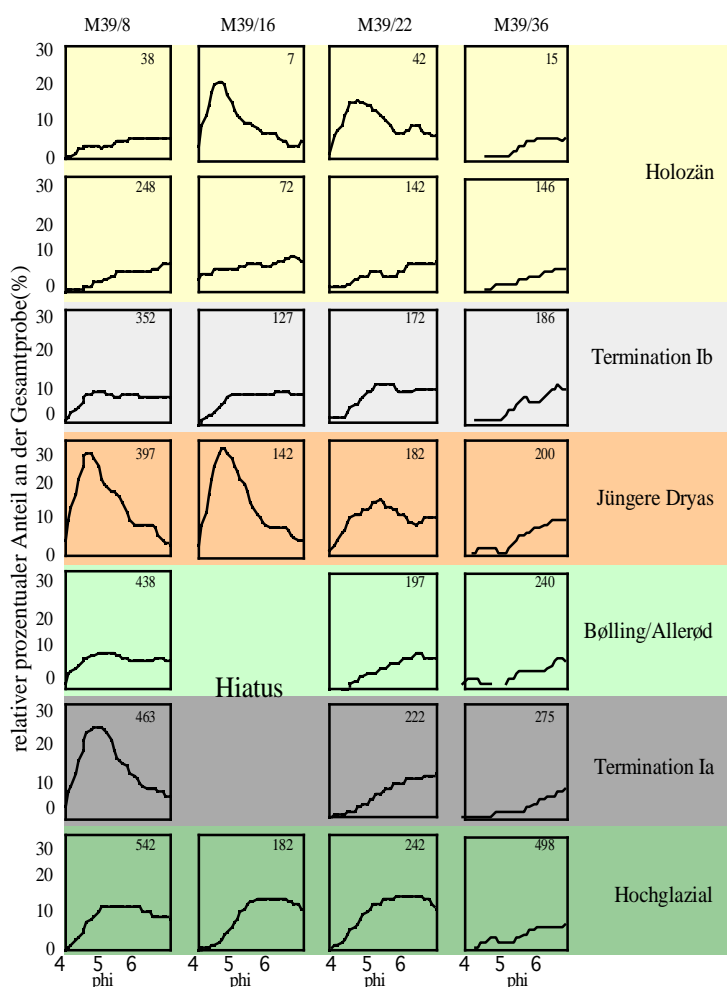
**Tabelle 4.1:** Strömungsgeschwindigkeitsmessungen aus dem Golf von Cadiz und entlang des iberischen Kontinentalhangs (aus HEEZEN & JOHNSON, 1969).

Breite	Länge	Geschwindigkeit in cm/s
38°09'N	9°52.5'W	25
42°34'N	10°24'W	6
36°16'N	08°35'W	10
35°48'N	06°19'W	101
36°00'N	06°47'W	72
35°51'N	06°47'W	98
36°33'N	08°49'W	22
36°29'N	08°48'W	31
36°24'N	08°56'W	17
36°17'N	08°52'W	17
36°26'N	08°42'W	13
36°24'N	08°44'W	17
35°48'N	08°41'W	2
36°18'N	08°38'W	2
34°56'N	09°38'W	5
36°44'N	07°25'W	17
36°15'N	07°40'W	18
36°00'N	06°48'W	23
35°08'N	07°23'W	5

## 4.2.2 Histogramme

Veränderungen von Strömungsintensitäten und -geschwindigkeiten des MOWs beeinflussen die Sedimentationsprozesse im Golf von Cadiz und am iberischen Kontinentalhang. Das spiegelt sich im Kornspektrum der terrigenen Siltfraction wider. Prozesse wie Erosion, Akkumulation, Umlagerung und Sortierung hinterlassen charakteristische Muster in den Sedimenten, die in Form von Verteilungsmustern in der Abbildung 4.22 deutlich gemacht werden.

Die vorliegenden Histogramme zeigen für die jeweiligen Zeitscheiben charakteristische Kornverteilungskurven.



**Abbildung 4.22:** Korngrößenverteilung des terrigenen Siltspektrums der Kerne M39/8, M39/16, M39/22 und M39/36. Die Ziffern geben die Kerntiefen in cm an.

Die minimale Amplitudenschwankung der mittleren Korngröße von Kern M39/36 läßt erkennen, daß der Kern westlich des iberischen Kontinentalhangs in einem Bereich liegt, in dem die Strömungen, die für den Sedimenttransport verantwortlich sind, seit dem Hochglazial keinen großen Schwankungen unterworfen sind. Das Kornspektrum bleibt über den gesamten Kern unverändert. Der prozentuale Anteil der Siltfraktion in den einzelnen Sedimentproben ist gering.

Die Kerne aus dem Golf von Cadiz hingegen lassen markante Strömungsmuster erkennen. Das Hochglazial ist charakterisiert durch eine Verlagerung der Verteilungskurve zu feinen Komponenten. Es zeigt die Signatur eines Akkumulationssediments, das unter einer nachlassenden Strömung gebildet wurde. Dieser Trend bleibt in Kern M39/22 auch noch während der Termination Ia und während der Zeit des Bølling/Allerøds bestehen. In Kern M39/8 zeichnet sich die Termination Ia aber durch eine deutliche Zunahme größerer Materials ab. Dies ist charakteristisch für ein stark strömungssortiertes Sediment. Das Bølling/Allerød in M39/8 zeigt die gleiche Signatur wie Kern M39/22. Die Jüngere Dryas wird in allen drei Kernen durch eine deutliche Verteilung zu größerem Sediment beschrieben. Auch der prozentuale Anteil größerer Partikel in der Siltfraktion nimmt erheblich zu. Während der folgenden Termination Ib zeigt sich eine polymodale Verteilungskurve, die auf variable Strömungen zurückzuführen ist. Auch während des Holozäns bleibt dieser Zustand erhalten. Die Kerne M39/16 und M39/22 zeigen jedoch im jüngeren Holozän eine Veränderung in den Verteilungsmustern zu größeren Sedimenten hin, was eine Intensivierung der Strömung anzeigt und eine Signatur ähnlich wie während der Jüngeren Dryas aufweist. Bei Kern M39/8 fehlt dieses Strömungsereignis.

Auch die Auswertung der Histogramme zeigt wie die sedimentphysikalischen und sedimentologischen Ergebnisse, daß die Kerne aus dem Golf von Cadiz aufgrund ihrer Tiefenlage und Position im proximalen und distalen Einflußbereich des MOWs liegen, während der Kern westlich des iberischen Kontinentalhangs im Strömungsbereich atlantischer Wassermassen liegt und einer anderen Sedimentationsgeschichte unterworfen ist. Er wird daher in der folgenden Diskussion gesondert betrachtet.

## 5. Diskussion

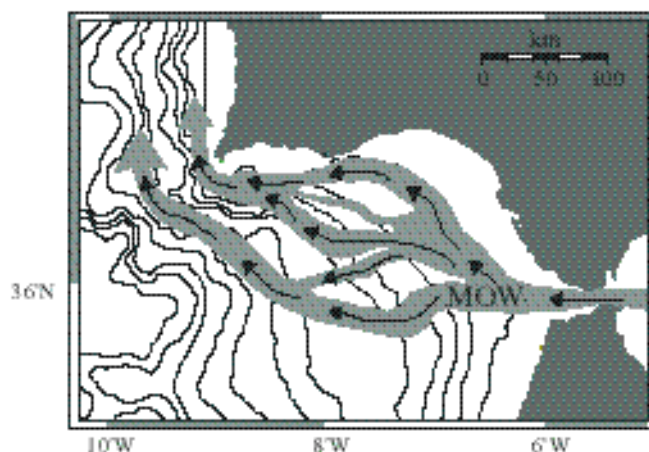
Inlandeisbedeckung in Antarktika, in Grönland und in den Hochgebirgen bewirkten, daß vor 18 000 Jahren das Meeresniveau im globalen Mittel ca. 120-130 m unter dem heutigen lag (DIETRICH et al., 1975; FAIRBANKS, 1989). Wechsel im Weltklima sind die Ursache für Meeresspiegelschwankungen und prägen die Sedimentationsgeschichte der Meeresablagerungen. Veränderte Strömungsintensitäten der zirkulierenden Wassermassen steuern tiefenabhängige Prozesse wie Erosion, Transport und Ablagerung von Sedimenten in allen Weltmeeren. Auch der Wassermassenaustausch zwischen dem Mittelmeer und dem Atlantik steht unter dem Einfluß klimatischer Veränderungen. Die Meeresspiegelabsenkung während des LGMs verringerte die Ausflußrate des MOWs aufgrund der v-förmigen Geometrie der Straße von Gibraltar. ZAHN (1997) berechnete den Einfluß des letzten Meeresspiegeltiefstands und die Evaporation im Mittelmeerraum, wonach der Ausstrom während des LGMs um 30-50% gegenüber dem heutigen Wert reduziert war. Die durchschnittliche Ausflußrate liegt heute bei 1 Sv ( $1.0 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) (ZENK, 1975; WANG 1993).

Die Schwerelotkerne der METEOR M39/1-Ausfahrt, die im direkten Einflußbereich der durch die Straße von Gibraltar austretenden Wassermassen liegen, stellen mit ihren strukturellen und texturellen Eigenschaften einen Schlüssel zur Rekonstruktion hydrodynamischer Veränderungen des MOWs seit der letzten globalen Vereisung dar.

### 5.1 Korngrößen als Anzeiger von Strömungsintensitäten

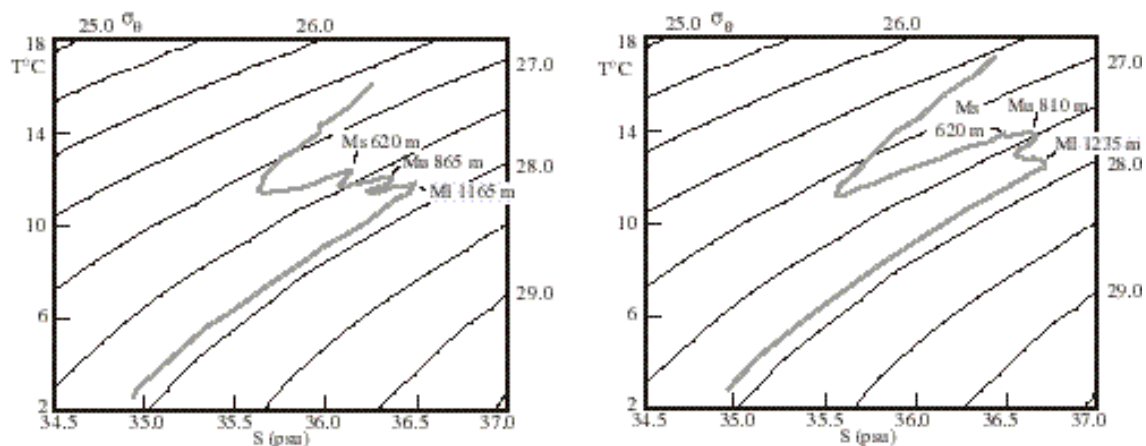
#### *Oberflächenproben*

Die Strömungsmuster im Golf von Cadiz sind aufgrund der zahlreichen Wechsel der morphologischen Begebenheiten sehr komplex. Das MOW verläßt die Straße von Gibraltar in einer Wassertiefe von ca. 300 m und sinkt dann unmittelbar auf Tiefen zwischen 600 und 1500 m ab (ZENK, 1971). Der Ausstrom ist an dieser Stelle ca. 15 km breit und 50 bis 200 m mächtig. Nach dem Verlassen der Straße von Gibraltar, bei  $6^{\circ}30'W$ , nimmt das MOW, das an dieser Stelle bereits eine Breite von 40 km aufweist, einen nordwestlichen Verlauf.



**Abbildung 5.1:** Verlauf des MOWs im Golf von Cadiz (modifiziert nach GRÜNDLINGH, 1981).

Im Bereich zwischen 7° und 8° W spalten submarine Täler den Ausstrom in verschiedene Individualströme auf (Abbildung 5.1). Bei 8° 40'W kommt zusätzlich zur horizontalen Aufspaltung eine vertikale Schichtung in drei Lagen hinzu (ZENK, 1975; AMBAR & HOWE, 1979; GRÜNDLINGH, 1981; ZENK & ARMI 1990) (Abbildung 5.2).



**Abbildung 5.2:** Die Temperatur-Salzgehalt-Dichte-Diagramme an zwei Lokationen westlich und südwestlich des iberischen Kontinentalhangs zeigen die vertikale Unterteilung des MOWs in Lagen bei ca. 600 m (Ms), 800 m (Mu) und 1200 m (Mi). CDT-Station bei 37°30'N/9°48'W (linke Abbildung) und 35°57'N/9°55'W (rechte Abbildung) (Diagramme aus HINRICHSSEN & RHEIN, 1993).



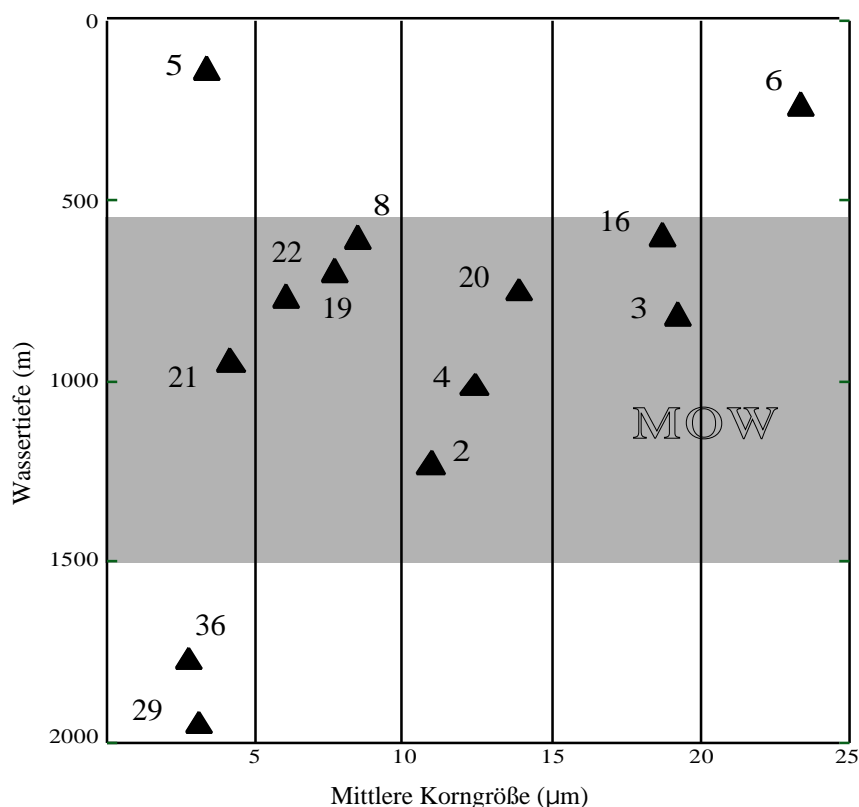
Aufgrund der Temperatur kann eine oberste, wärmere Schicht (Ms) in einer Wassertiefe zwischen 400 und 700 m, eine mittlere, salzärmere in ca. 800 m (Mu) und eine untere, salzreichere Lage in 1200 m (Mi) unterschieden werden (HINRICHSSEN & RHEIN, 1993; RHEIN & HINRICHSSEN, 1993).

Die vertikalen und horizontalen Strömungsmuster des MOWs beeinflussen maßgeblich die Sedimentationsereignisse. Schon auf geringste Entfernungen von wenigen Metern kann sich das Strömungsmilieu der Wassermassen aufgrund der Bodentopographie so drastisch ändern, daß genaue Kenntnisse über die Lokationen der bearbeiteten Proben für die Interpretation der hydrodynamischen Begebenheiten unerlässlich sind.

Besonders schwierig gestaltet sich die Auswertung einzelner Oberflächenproben. Aufgrund der komplexen Strömungsmuster liegen nicht alle Oberflächensedimente zwangsläufig im Einflußbereich des MOWs. Zusätzlich erschweren fehlende Informationen über die Bodentopographie, die sich maßgeblich auf die Geschwindigkeit des Transportmediums und somit auf die Verteilung der Sedimentpartikel auswirkt, eine Interpretation der Ergebnisse der Oberflächenproben. Daher lassen sich aus den sedimentologischen Untersuchungen keine Rückschlüsse ziehen, ob die Oberflächensedimente durch mediterrane oder atlantische Wassermassen transportiert wurden.

Die Resultate der sedimentologischen Analysen von 11 Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz werden im folgenden in eine Modellbetrachtung einbezogen. Unter der Annahme, daß alle Oberflächenproben in einer Wassertiefe zwischen 600 und 1500 m und somit im Einflußbereich des MOWs liegen, werden die Ergebnisse der mittleren Korngröße in Beziehung zur Wassertiefe gesetzt (Abbildung 5.3). Dabei soll überprüft werden, ob sich die Strömungsintensität des MOWs mit zunehmender Entfernung zur Straße von Gibraltar verringert. Es wäre zu erwarten, daß von Ost nach West immer feinkörnigeres Material zur Ablagerung kommt, da die Energie für den Transport größerer Partikel nachläßt. Die Darstellung der mittleren Korngröße in Bezug zur Lokation der einzelnen Proben zeigt, daß für diese Proben keine Ableitung von Strömungsgeschwindigkeiten aus Korngrößenuntersuchungen möglich ist. Wäre es durchführbar, so müßte mit zunehmender Entfernung der Probenlokation von der Straße von Gibraltar eine Verringerung der mittleren Korngröße einhergehen. Betrachtet man in der obigen Abbildung die Kernlokationen, so müßte bei M39/16 eine kleinere, mittlere Korngröße als an der Position von M39/8 vorliegen. Aus diesem Grund muß die Überlegung, Oberflächenproben an Strömungsmessungen aus dem gleichen Seegebiet zu eichen, verworfen werden.

Eine Rekonstruktion von Paläoströmungsgeschwindigkeiten für die Sedimentkerne basierend auf den Ergebnissen der Oberflächenproben ist daher nicht durchführbar.



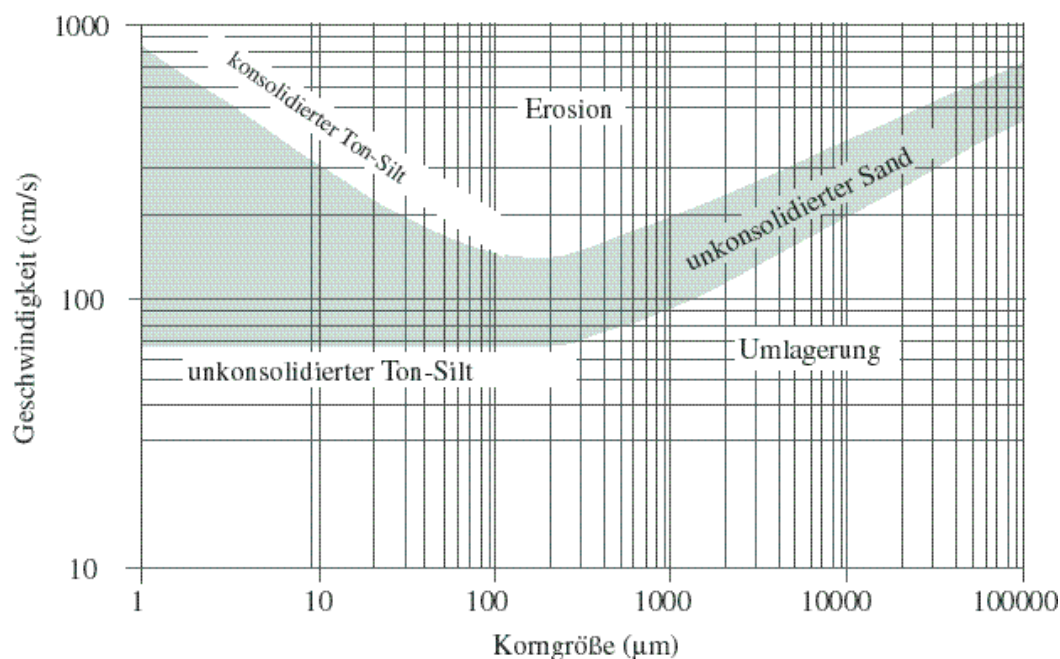
**Abbildung 5.3:** Mittlere Korngröße der Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz in Beziehung zur Wassertiefe. Der graue Balken gibt die Tiefenlage des heutigen MOWs an. Dabei wird die Horizontalgliederung der einzelnen Wasserstockwerke nicht berücksichtigt.

Ein weiterer Aspekt, der eine Kalibrierung unmöglich macht, ist die Tatsache, daß es sich bei den Oberflächenproben zwar um Sedimente von der Oberfläche des Meeresbodens handelt, diese jedoch nicht notwendigerweise rezent sein müssen. NELSON et al. (1999) ermittelten für Oberflächensedimente im Golf von Cadiz Alter zwischen 440 und 10 000 Jahren. Bader (pers. Mitt., 1999) datierte Oberflächenproben der METEOR-Ausfahrt M39/1 auf ein Alter zwischen 3500 und 10 000 Jahre.

Unter Benutzung der Arbeit von HEEZEN & JOHNSON (1969), HOWE (1982) und zahlreichen anderen Literaturstellen, die Strömungsgeschwindigkeitsmessungen beinhalten, ist es nicht

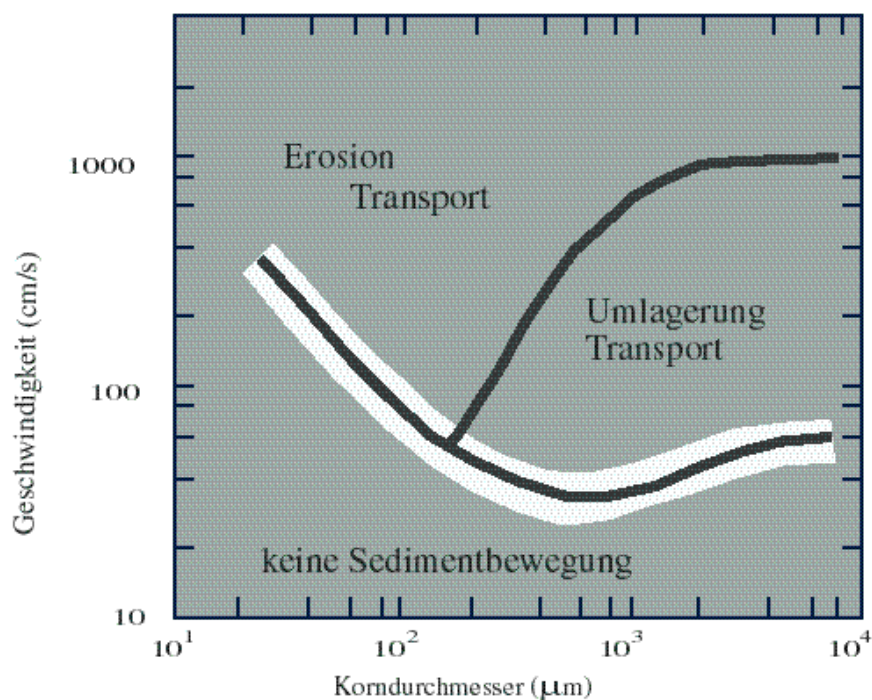
möglich, aus der Korngröße theoretische Geschwindigkeiten, die in einem realistischen Wertebereich liegen, abzuleiten.

Aus diesem Grund werden zur Rekonstruktion von Paläoströmungsgeschwindigkeiten Ansätze aus der Hydrodynamik übernommen. HJULSTRØM beschrieb 1936 als erster den Zusammenhang zwischen Korngröße und Geschwindigkeit des Transportmediums (Abbildung 5.4).



**Abbildung 5.4:** HJULSTRØM-Diagramm (modifiziert nach HJULSTRØM 1936).

Das graue Feld kennzeichnet die Strömungsgeschwindigkeit, die notwendig ist, Partikel bestimmter Größe zu transportieren. Unterhalb des markierten Bereichs findet kein Sedimenttransport statt. Es kann lediglich zu Umlagerung von Partikeln kommen. Oberhalb ist die Energie des Transportmediums so groß, daß nur noch erosive Vorgänge dominieren. SHIELDS entwickelte 1936 ein weiteres Diagramm, das im Feinkornbereich genauere Werte für die kritische Strömungsgeschwindigkeit liefert. Dieses Diagramm wurde 1966 von BAGNOLD modifiziert (Abbildung 5.5).



**Abbildung 5.5:** SHIELDS-Diagramm (1936) modifiziert nach BAGNOLD (1966).

Basierend auf diesen Ansätzen wurden in den letzten Jahrzehnten zahlreiche Laborversuche durchgeführt, aus denen die empirischen Ansätze von BAGNOLD (1966), GIBBS et al. (1971) und ZANKE (1982) hervorgegangen sind. Die Berechnungen von Paläoströmungsgeschwindigkeiten unter Anwendung der Formeln aus der Hydrodynamik liefern Werte für kritische Strömungsgeschwindigkeiten, die im Bereich heute gemessener und in der Literatur veröffentlichter Werte liegen. Im Gegensatz zu den Oberflächenproben, die als Rekonstruktionsmedium für die Dynamik heutiger Wassermassen aus gegebenen Gründen ungeeignet sind, liefern die Untersuchungen an Schwerelotkernen eine sehr gute Ausgangsposition für die Interpretation von Paläoströmungsbedingungen.

### *Schwerelotkerne*

Zusätzlich zur räumlichen Komplexität der Strömungsmuster des MOWs, basierend auf Einflüssen wie Morphologie, Coriolis-, und Schwerkraft, kommt eine zeitliche Variabilität in der Dynamik der Wassermassen hinzu, die ihren Ursprung in globalen und regionalen Veränderungen hat.

Die sedimentphysikalischen und sedimentologischen Analysen an den vier Schwerelotkernen der METEOR-Ausfahrt M39/1 zeigen eine sehr gute Korrelation mit globalen Klimageschehen. Der Glazial-Interglazialwechsel zeichnet sich klar in Schwankungen der Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte, magnetischen Suszeptibilität und Korngrößenanalysen ab. Die Kerne, die alle in ihrer zeitlichen Erstreckung bis in das letzte Hochglazial zurückreichen, lassen in manchen Zeitscheiben eine gute Korrelation untereinander erkennen, in anderen wiederum nicht. Besonders deutlich wird dies im Vergleich zwischen dem Kern M39/8, der im proximalen Einflußbereich des MOWs liegt und den Kernen M39/16 und M39/22, die dem südiberischen Kontinentalhang entnommen wurden. Die lithostratigraphischen Ergebnisse der sedimentphysikalischen und sedimentologischen Untersuchungen in Korrelation mit der Sauerstoffisotopenstratigraphie (SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999) zeigen, daß die klimabedingten Signale von lokalen Ereignissen überprägt werden. Diese Effekte gründen in der Entfernung der Kernlokation von der Straße von Gibraltar, in der Morphologie des Meeresbodens, der Nähe zu den Liefergebieten des terrigenen Eintrags und des Einflusses der sedimenttransportierenden Wassermassen. Um einen sinnvollen Vergleich der sedimentphysikalischen und sedimentologischen Ergebnisse der Kerne untereinander zu gewährleisten, wurden die Lokationen im Golf von Cadiz so gewählt, daß sich alle drei Schwerelotkerne nahezu in den gleichen Wassertiefen befinden. Der Kern M39/36, der dem westiberischen Kontinentalhang aus einem tieferen Wasserstockwerk entnommen wurde, bildet eine Ausnahme und wird in der vorliegenden Arbeit unter gesonderten Gesichtspunkten diskutiert.

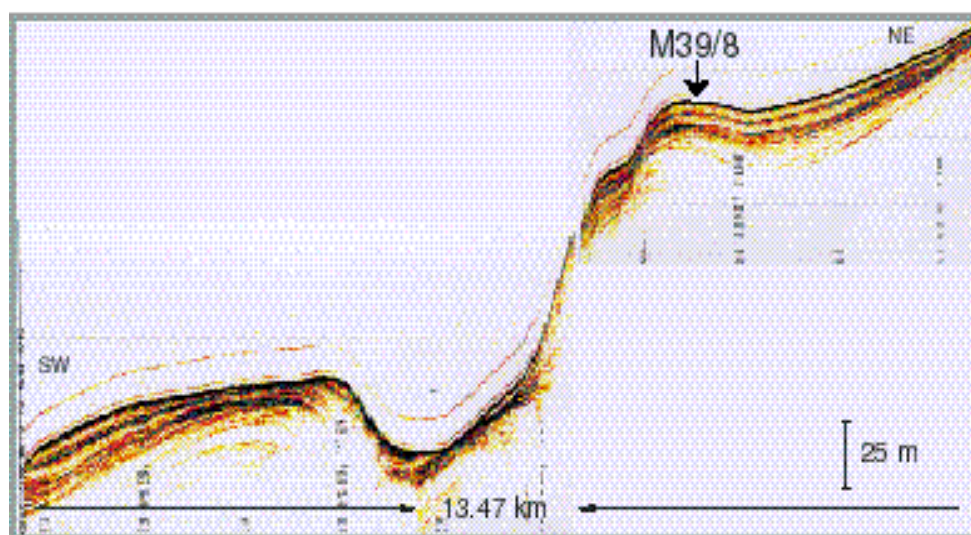
Die Korngrößenanalysen der mittleren Korngröße und die Umrechnung in kritische Strömungsgeschwindigkeiten im Vergleich mit den sedimentphysikalischen Untersuchungen an den Schwerelotkernen sind ein geeignetes Werkzeug, um Paläoströmungsgeschwindigkeiten zu berechnen und Unterschiede in der Wassermassencharakteristik darzustellen.

## 5.2 Hydrodynamik und Sedimenttransport

### 5.2.1 Einfluß der Morphologie auf Strömungsintensitäten

Der südiberische Kontinentalhang kann in zwei unterschiedliche, morphologische Großstrukturen gegliedert werden; in den Hangrücken- und Talbereich im östlichen Golf von Cadiz und in die Driftkörperprovinz südlich der spanischen und portugiesischen Küste. Diese Gebiete liegen beide im Einflußbereich des MOWs, sind aber verschiedenen Strömungsmodalitäten unterworfen. Aus diesem Grund weisen die Schwerelotkerne differierende Fazieseinheiten auf.

Der Kern M39/8 aus einer Wassertiefe von 577 m stammt aus dem östlichen Golf von Cadiz, in dem submarine Talstrukturen und Hangrücken dominieren. Dieses Gebiet liegt im unmittelbaren Einflußbereich des MOWs, das Deckschichten aus weichem, unverfestigtem Silt und Ton nahezu planar im Sockelbereich vom Festgestein abgelagert (GIESEL & SEIBOLD; 1968). Im Bereich dieser submarinen Täler kommt es aufgrund kanalisierender Wirkungen zu erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten und zur Ablagerung sandiger Sedimente. An den Randgebieten der Täler läßt die Strömungsgeschwindigkeit nach; feinkörnigere Sedimente werden abgelagert (NELSON et al., 1993). Der Kern M39/8 befindet sich auf der Schulter eines submarinen Tals (Abbildung 5.6).



**Abbildung 5.6:** Das PARASOUND-Profil der METEOR-Ausfahrt M39/1 zeigt die Position des Kerns M39/8 ( $36^{\circ}22.7'N/7^{\circ}04.2'W$ ) am Schulterbereich eines submarinen Tals.

Das MOW, das im Talbereich aufgrund der kanalisierenden Wirkung hohe Strömungsgeschwindigkeiten erzielt, fließt von Südosten nach Nordwesten. In der Talsohle kommt es zu starker Erosion, während der Schulterbereich geringeren Strömungsintensitäten unterworfen ist. Die Kernlokation liegt in einem relativ „ruhigen“ Ablagerungsmilieu. Dies wird deutlich durch eine kontinuierliche Sedimentabfolge.

Die zweite große, morphologische Einheit bildet der Kontinentalhang entlang Südspanien und Südportugal. In diesem Bereich, in dem die Kerne M39/16 und M39/22 liegen, dominieren großräumige Driftkörperstrukturen. Die weiträumige, flächenhafte Erstreckung des Kontinentalhangs mit einem ruhigem Relief und geringster Hangneigung beeinflusst die Hydrodynamik der darüber hinwegstreichenden Wassermassen entscheidend. Die Strömungsintensität über diesen Plateaus ist generell geringer als im östlichen Golf von Cadiz. Im nördlichen Bereich kommt es zur Bildung eines Kanals in einer Wassertiefe von ca. 600 m, in dem sich die Lokation des Kerns M39/16 ( $36^{\circ}46,7'N/7^{\circ}42,1'W$ , 581 m) befindet. Diese Kernlokation gehört zum Bereich des Faro-Driftkörpers. Die Driftkörperstruktur setzt sich weiter in westliche Richtung fort. Das Gebiet, aus dem der Kern M39/22 ( $36^{\circ}42,7'N/8^{\circ}15,6'W$ , 668 m) entnommen wurde, befindet sich im Gegensatz zur Lage des Kerns M39/16 auf dem Rücken des plateauförmigen Driftkörpers. Obwohl sich die Sedimente beider Kerne in einem gleichen Tiefentransekt befinden, spielen die unterschiedlichen, morphologischen Begebenheiten eine entscheidende Rolle bei den Sedimentationsereignissen. Die Sedimente des Kerns M39/16 sind relativ starken Strömungsintensitäten ausgesetzt. Die Rekonstruktion der Paläoströmungsgeschwindigkeiten zeigt generell höhere Werte als die für den Kern M39/22. Zusätzlich bleibt die Sedimentation während der Termination Ia und des Bølling/Allerøds vollständig aus. Dies läßt auf starke erosive Vorgänge und somit hohe Strömungsgeschwindigkeiten während dieses Zeitraums schließen. Die Sedimente des Kerns M39/22 sind durch geringeren Strömungsintensitäten geprägt; die Sedimentabfolge ist kontinuierlich.

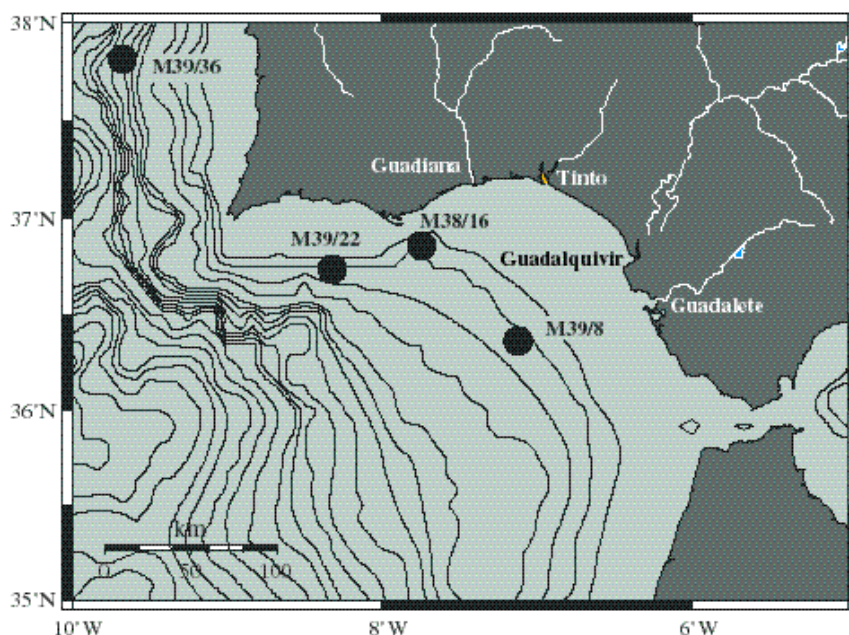
Der Kern M39/36 ( $36^{\circ}42,7'N/8^{\circ}15,6'W$ ), westlich der portugiesischen Küste wurde in einer Wassertiefe von 1745 m entnommen. Der Kontinentalhang weist an dieser Stelle ein ruhiges Relief mit geringer Hangneigung auf. Aufgrund der morphologischen Strukturen sind in diesem Bereich geringe Strömungsintensitäten zu erwarten, da keine submarinen Täler vorkommen, die zur Erhöhung von Strömungsgeschwindigkeiten führen könnten.



### 5.2.2 Einfluß des Liefergebiets

Tiefseeströmungen sind selten in der Lage, Partikel größer als  $63 \mu\text{m}$  zu transportieren (MCCAVE et al., 1995). Aus diesem Grund wird in der vorliegenden Arbeit das Hauptaugenmerk auf die sedimentologischen Untersuchungen der terrigenen Siltfraktion in einem Korngrößenbereich kleiner  $63 \mu\text{m}$  gerichtet. Dabei spielen Kenntnisse über den Einfluß des Liefergebiets der terrigenen Fracht eine entscheidende Rolle bei der Interpretation der hydrodynamischen Ereignisse im Golf von Cadiz.

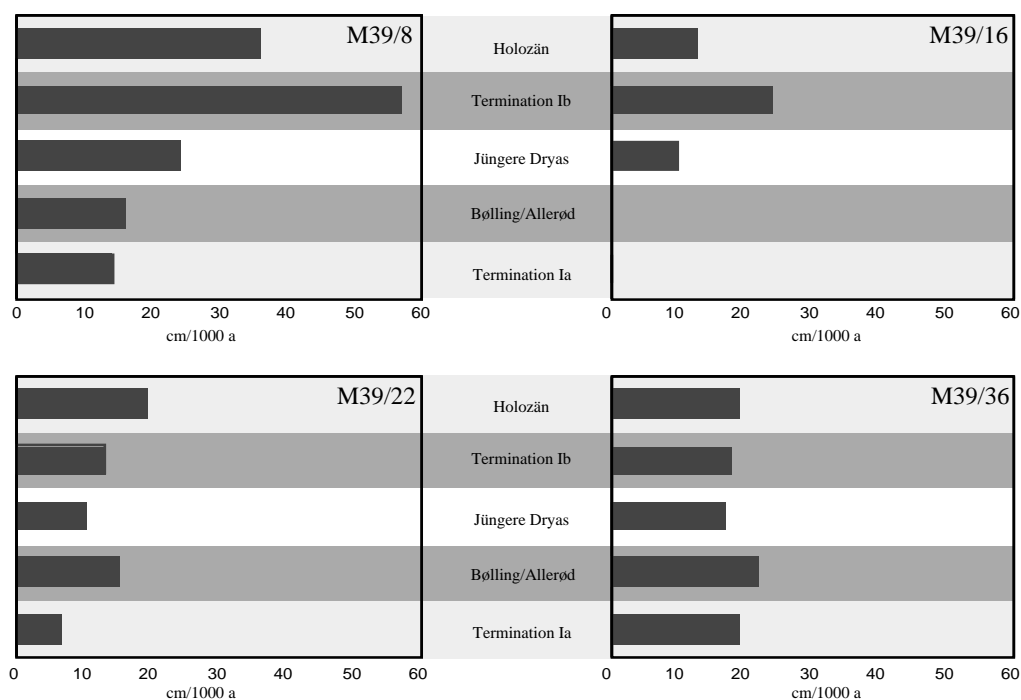
Die Hauptlieferanten für den terrigenen Eintrag bilden die Flußsysteme, die in den Golf von Cadiz münden und eine große Sedimentfracht mit sich tragen (CREMER et al., 1993). Dabei handelt es sich um die Prodeltaeregionen des Guadalete-, Guadalquivir-, Tinto- und Guadianaflusses. Mineralogische Untersuchungen von GROUSSET et al. (1988) und LOPEZ-GALINDO et al. (1999) haben ergeben, daß es sich bei der Terrigenfracht überwiegend um Quarz und Tonminerale handelt. Bei der Tonfraktion bildet Smektit die häufigste Komponente und tritt verstärkt im Mündungsbereich des Guadalquivir auf. Seit dem LGM konnten im Golf von Cadiz drei Ereignisse mit verstärkten Tonmineralschüttungen datiert werden. Die erste größere Anreicherung fand während der Termination Ia statt, die zweite in einem Zeitraum zwischen 10 800 und 10 000 Jahren v.h., die dritte zum Beginn des jüngeren Holozäns um etwa 6 000 Jahren v.h. (GROUSSET et al. 1988).



**Abbildung 5.7:** Kernlokationen der METEOR-Ausfahrt M39/1 in ihrer relativen Lage zu den Flußsystemen, die in den Golf von Cadiz münden.



Die Abbildung 5.7 zeigt die Kernlokationen der Schwerelotkerne M39/8, M39/16 und M39/22 in Bezug zum Schüttungsgebiet der Flußsysteme, die in den Golf von Cadiz münden. Eine Berechnung der linearen Sedimentationsrate (Abbildung 5.8) ergab, daß der Kern M39/8 generell einer stärkeren Sedimentzufuhr unterworfen war als die Kerne des südiberischen Kontinentalhangs. Der Guadalquivir und Guadalete beeinflussten die Sedimentationsereignisse im Bereich des südwestlichen Golfs von Cadiz, wobei der Gua-



**Abbildung 5.8:** Lineare Sedimentationsraten an den Lokationen der Schwerelotkerne M39/8, M39/16, M39/22, M39/36.

dalquivir die Hauptquelle für den Eintrag feinkörniger Sedimente, aus denen der Kern M39/8 besteht, bildet (GROUSSET et al., 1988).

Während des letzten Hochglazials lagen aufgrund des abgesunkenen Meeresspiegels die Mündungsbereiche der Flüsse näher an den Kernlokationen. Dies führte zu einem erhöhten Eintrag terrigenen Materials an den Kernlokationen. Wie Abbildung 5.8 zu entnehmen ist, wurde der größte Anteil der Sediments jedoch nicht in den Zeiten des Meeresspiegeltiefstands und den damit einhergehenden Schüttungsmaxima abgelagert. Die

Sedimentationsraten der Kernlokationen M39/8 und M39/16 zeigen, daß ein Akkumulationshoch während der Termination Ib aufgetreten ist, im Kern M39/22 während des jüngeren Holozäns. Dies entspricht den Zeiten eines Meeresspiegelhochstandregimes. Die Strömungsgeschwindigkeiten waren während eines abgesunkenen Meeresspiegels so groß, daß erosive und transportierende Kräfte sich entscheidend auf den Sedimenttransport ausgewirkt haben. Trotz erhöhter Schüttungsraten der Flußsysteme kam weniger Sediment zur Ablagerung als in Zeiten eines höheren Meeresspiegels. Dies verdeutlicht, daß die hydrodynamischen Änderungen der sedimenttransportierenden Wassermassen einen größeren Einfluß auf die Sedimentation im Golf von Cadiz haben als die Schüttungsereignisse der nahegelegenen Flußsysteme.

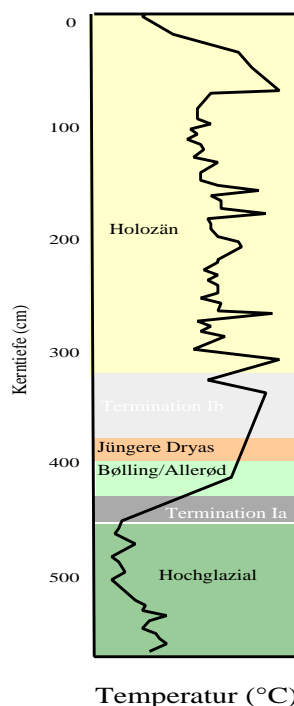
Die Sedimente am westiberischen Kontinentalhang weisen während der gesamten Zeitspanne eine mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentationsrate auf. Sie liegen nicht im unmittelbaren Mündungsbereich eines Flusses.

### 5.3 Sedimentation unter dem Einfluß des MOWs seit dem LGM

#### 5.3.1 Einfluß der Wassermassen auf die Kernlokationen

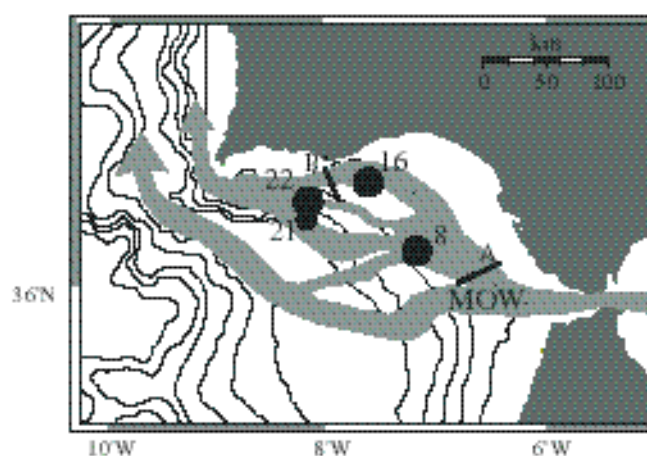
Veränderungen der Wassermassencharakteristik des MOWs aufgrund klimatischer Schwankungen hinterlassen markante Signaturen im Korngrößenspektrum der Sedimente. Bei allen Interpretationen der Untersuchungen an den Schwerelotkernen gilt es jedoch zuerst die Frage zu beantworten, ob sich die Kernpositionen seit dem LGM kontinuierlich im Einflußbereich des MOWs befunden haben.

Für den Kern M39/8 kann dies durch die Temperaturrekonstruktion von MÜLLER (2000) bestätigt werden (Abbildung 5.9). Während des LGMs lagen die Temperaturwerte des MOWs, 6°C unter den heutigen 11°C. MÜLLER rekonstruierte dies basierend auf Mg/Ca-Messungen an einer benthischen Ostracode (*Krithe* sp.) des Kerns M39/8. Diese Ergebnisse bestätigen die Aussage von ZAHN et al. (1987), die eine Temperaturerniedrigung des MOWs während der letzten Glazialphase um ca. 5° postulierten. Somit lag der Kern M39/8 seit dem Spätpleistozän bis heute im Einflußbereich des MOWs (MÜLLER, 2000).



**Abbildung 5.9:** Temperaturrekonstruktion für das MOW basierend auf Mg/Ca-Messungen an benthischen Ostracoden des Kerns M39/8 (MÜLLER, 2000).

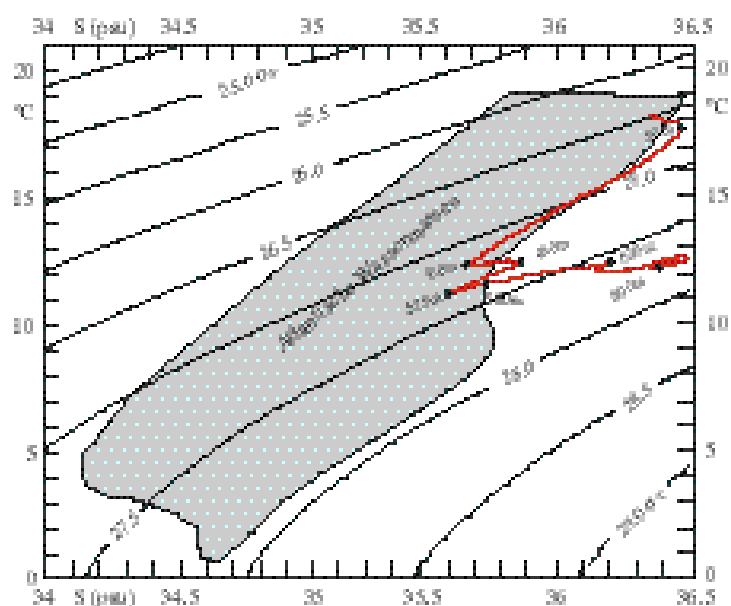
Eine weitere Bestätigung für diese Annahme ist die heutige Lage der Kernposition zum MOW. Untersuchungen und Messungen, die 1971 mit dem Forschungsschiff METEOR durchgeführt wurden, liefern Profilschnitte durch die Wassersäule, die die Tiefenlage des heutigen MOWs anzeigen (GRÜNDLINGH, 1981). Die Karte (Abbildung 5.10) zeigt die Lage der Schnitte A und B, welche die zwei Hauptströme des MOWs erfassen, in denen sich die Kernlokationen M39/8, M39/16 und M39/22 befinden.



**Abbildung 5.10:** Lage der Profilschnitte A und B einer Meteorfahrt von 1971 (aus GRÜNDLINGH, 1981), der Kernpositionen von M39/8, M39/16 und M39/22 und der CTD-Station M39/21.



In Wassertiefen von ca. 350 bis 420 m befindet sich ein zweiter, horizontaler Ausläufer des MOWs. Auch die Messungen mit einer CTD-Sonde während der Ausfahrt M39/1 an der Station M39/21 ( $36^{\circ}36.5'N/8^{\circ}15.4'W$ ), die sich nahe der Kernposition M39/22 befindet, zeigen deutlich die Tiefenlage des MOWs mit einer verdoppelten Horizontalschichtung. Die Ergebnisse der CTD-Sonde werden in Abbildung 5.13 in Beziehung zur atlantischen Wassermasse gesetzt und veranschaulichen die Salzgehalts- und Temperaturanomalie des MOWs, das sich in Wassertiefen zwischen 500 und 600 m befindet und somit die Kernposition M39/22 in einer Wassertiefe von 668 m vollständig erfasst.



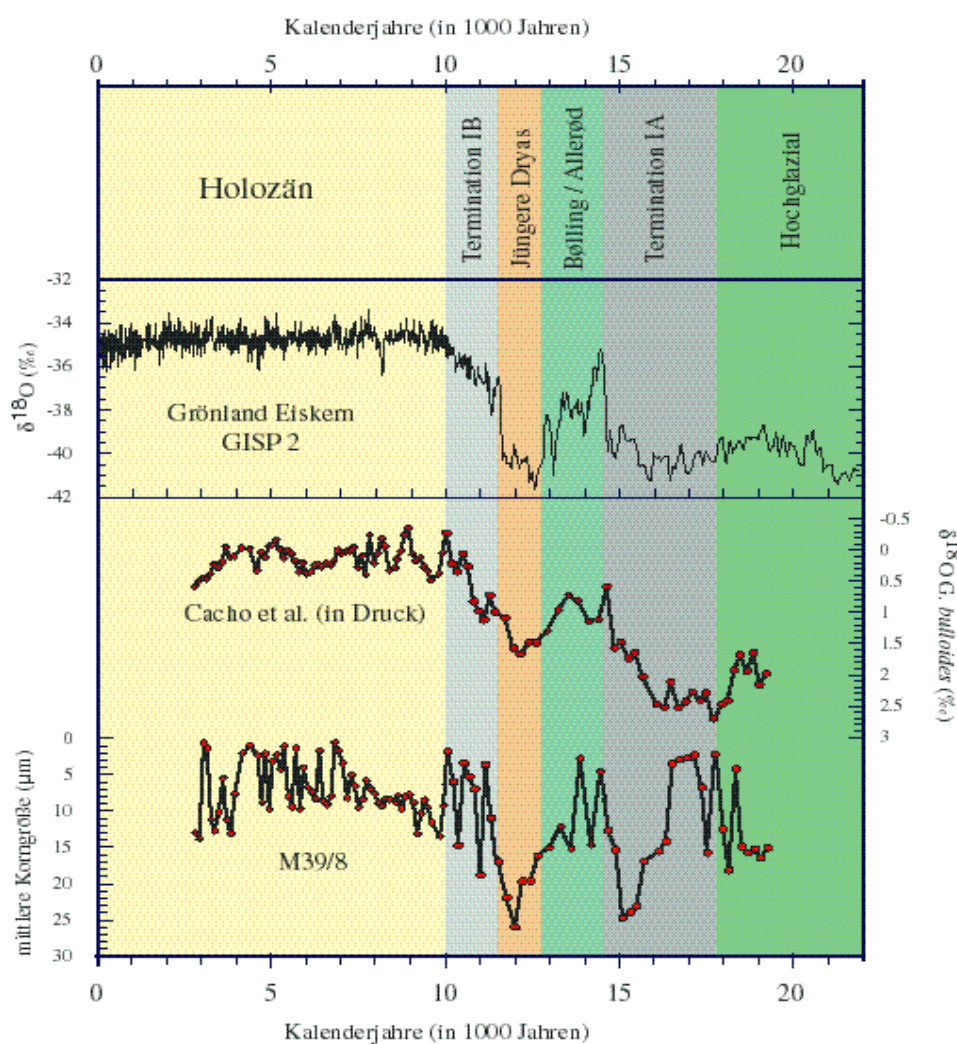
**Abbildung 5.13:** Temperatur-Salzgehalt-Diagramm zeigt die Tiefenlage des MOWs bei CTD-Station M39/21 in Bezug zur atlantischen Wassermasse (modifiziert nach DIETRICH et al., 1975).

Der Kern M39/36 am westiberischen Kontinentalhang nimmt eine Sonderstellung ein. Aufgrund seiner Tiefenlage von 1746 m und seiner Lokation außerhalb des Golfs von Cadiz trägt er keine Signale, die mit Sicherheit dem MOW zugeordnet werden können. Auch MÜLLER (2000) konnte bei ihren Paläotemperaturrekonstruktionen an benthischen Ostracoden für den Kern M39/36 kein Temperatursignal erkennen, das über den gesamten Zeitraum dem MOW zugewiesen werden könnte. MÜLLER rekonstruierte lediglich für das Glazial realistische Temperaturwerte. Dies bestätigte die Annahme von SCHÖNFELD (1998), daß das MOW während des LGMs in eine Tiefenlage zwischen 1600 und 1700 m abgesunken ist. Die klimatischen Variationen, die sich in den Kernen des Golfs von Cadiz so signifikant in den sedimentologischen und sedimentphysikalischen Datensätzen abzeichnen, sind im Kern M39/36 nicht erkennbar.

Die Sedimente aus dem Golf von Cadiz unterliegen seit dem letzten, glazialen Maximum dem kontinuierlichen Einfluß des MOWs; der westiberische Kontinentalhang befindet sich mit Beginn der ersten Abschmelzphase unter dem Einfluß atlantischer Wassermassen.

### 5.3.2 Sedimente als Anzeiger für klimagesteuerte Veränderungen des MOWs

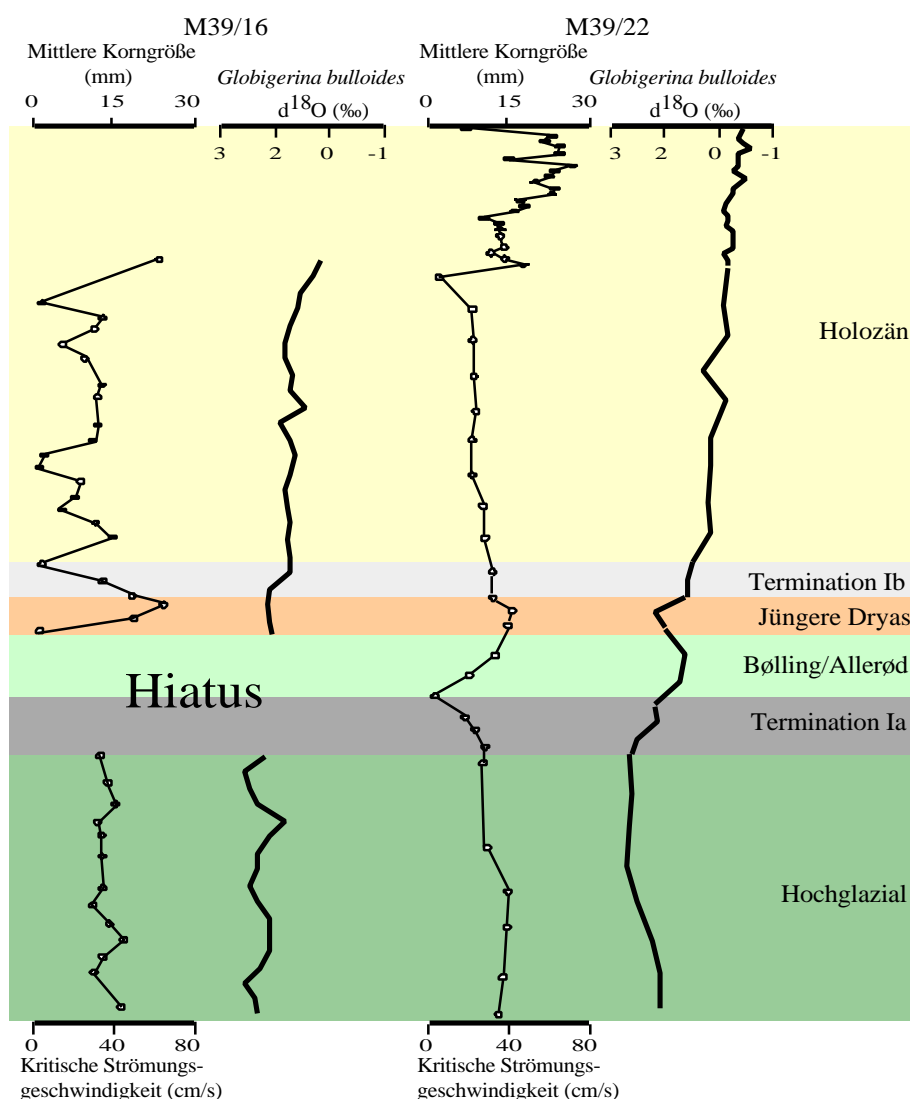
Der lithostratigraphische Vergleich mit den  $^{18}\text{O}$ -Werten von *G. bulloides* des Kerns 39/8 (CACHO et al.) und dem Vergleich mit den Sauerstoffisotopen des GISP 2 Eiskerns ergibt, daß das Sediment aus dem östlichen Golf von Cadiz ein Abbild globaler Klimawechsel darstellt (Abbildung 5.14).



**Abbildung 5.14:** Mittlere Korngröße und Isotopenstratigraphie (CACHO et al., im Druck) des Kerns M39/8 aufgetragen gegen die Sauerstoffisotopenwerte des GISP 2 Eiskerns.

Seit der ersten Abschmelzphase, der Termination Ia bis in das Holozän weisen die sedimentologischen Ergebnisse eine sehr gute Korrelation zu den Isotopenwerten auf. Dies verdeutlicht, daß die Amplitudenschwankungen im Korngrößenspektrum ein Abbild globaler, klimatischer Schwankungen darstellen und lokale Einflüsse, wie Schüttungsereignisse nahegelegener Flußmündungen, das Signal nur geringfügig verändern.

Bei den Kernen M39/16 und M39/22 ist die Korrelation zwischen sedimentologischen und Analysen und der Isotopenstratigraphie nicht ganz so deutlich ausgeprägt (Abbildung 5.15).



**Abbildung 5.15:** Mittlere Korngröße, bzw. kritische Strömungsgeschwindigkeit der Kerne M39/16 und M39/22 aufgetragen gegen Isotopenstratigraphie (PDB-Standard) mit  $^{14}C$ -Datierung nach SCHÖNFELD (pers. Mitt., 1999).

Dies bedeutet, daß die hydrodynamischen Eigenschaften des MOWs, die die Sedimentation des Kerns M39/8 prägen, von lokalen Einflüssen wie Morphologie des Untergrundes und Eintrag nahegelegener Flußsysteme beeinträchtigt werden. Die klimatischen Wechsel, welche die Hydrodynamik des MOWs steuern, werden nicht mehr als „reines“ Signal wie in Kern M39/8 in den Sedimenten der Driftkörperprovinz überliefert.

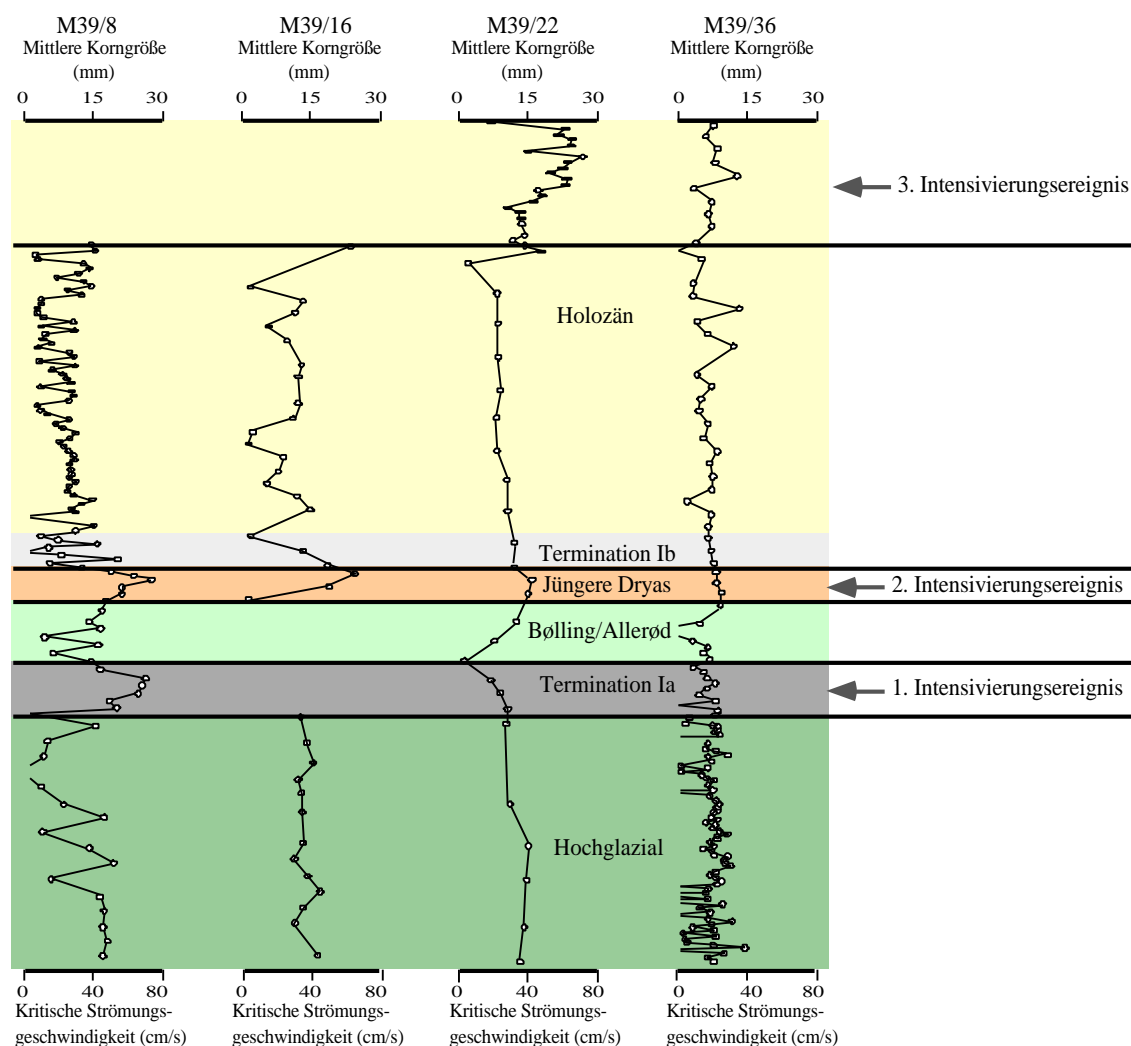
### *5.3.3 Paläoströmungsgeschwindigkeiten des MOWs*

Die naheliegende Vermutung, daß mit zunehmender Entfernung von der Straße von Gibraltar ein Abnahme der Strömungsintensitäten einhergeht, wird durch die sedimentologischen Ergebnisse gestützt. Die Paläoströmungsgeschwindigkeiten der Kerne M39/8, M39/16 und M39/22 verringern sich mit zunehmender Entfernung der Kernlokation von der Straße von Gibraltar.

Alle drei Kerne zeigen eine signifikante Zunahme der Paläoströmungsgeschwindigkeiten während der Termination Ia und der Jüngeren Dryas (Abbildung 5.16). Diese Zeiten, in denen es zur Ablagerung gröberer Sediments gekommen ist, korrespondieren mit den von SIERRO et al. (1999) beschriebenen Intensivierungsereignissen des MOWs. Sie datierten eine erste Phase erhöhter Strömungsintensität zwischen 15 000 und 13 000 Jahren v.h., entsprechend der ersten Abschmelzphase. Eine zweite benannten sie zwischen 11 000 und 9 000 Jahren, den Zeitraum der Jüngeren Dryas. Eine dritte Periode ordneten sie in das jüngere Holozän zwischen 3 000 Jahren und heute ein. Diese letzte Phase ansteigender Strömungsgeschwindigkeiten bildet sich in dem Kern M39/16 und besonders im Kern M39/22 ab. <sup>14</sup>C-Datierungen an Kern M39/8 ergaben, daß die Ablagerungen des jüngere Holozäns fehlen. Die Sedimentoberfläche wurde auf ein <sup>14</sup>C-Alter von 2 660 Jahre datiert und zeigt durch den Anstieg der Paläoströmungsgeschwindigkeiten den Beginn dieses Ereignisses.

Diese drei Intensivierungsereignisse, die zur Ablagerung gröberer Sediments geführt haben, sind im Kern M39/36 nicht zu beobachten. Dies ist ein weiterer Anhaltspunkt dafür, daß sich die Kernlokation seit der ersten Abschmelzphase nicht mehr im Einflußbereich des MOWs befunden hat.



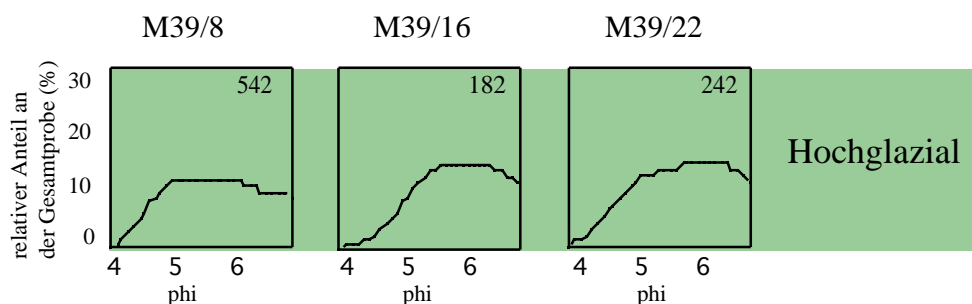


**Abbildung 5.16:** Mittlere Korngröße und kritische Strömungsgeschwindigkeiten der Kerne M39/8, M39/16, M39/22 und M39/36 geprägt durch den Einfluß dreier Intensivierungsphasen, die das MOW seit dem letzten Hochglazial erfahren hat.

### 5.3.4 Charakteristische Signaturen des MOWs in den Sedimenten des Golfs von Cadiz

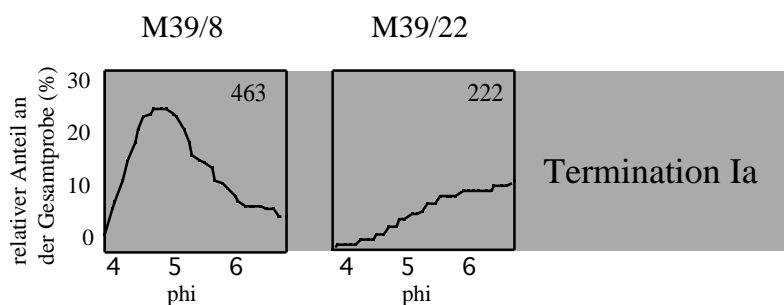
Hydrodynamische Änderungen hinterlassen charakteristische Signaturen in den Sedimentstrukturen. Diese Ereignisse können mit Hilfe von Histogrammen sichtbar gemacht werden und lassen somit Rückschlüsse auf die Dynamik der Wassermassen seit dem letzten Hochglazial zu. Der Vergleich der Schwerelotkerne untereinander zeigt, daß die verschiedenen Zeitintervalle gleiche Verteilungsmuster in den Kernen aus dem Golf von Cadiz hinterlassen und daher gleichen Strömungseinflüssen unterworfen waren.

Während des LGMs kommt es im Golf von Cadiz überwiegend zu Akkumulation. Diese wird durch nachlassende Strömungen gebildet. Akkumulationsedimente sind gekennzeichnet durch eine generell feinere Sedimentation und eine unimodale Verteilung zum feineren Korngrößenbereich (Abbildung 5.17).



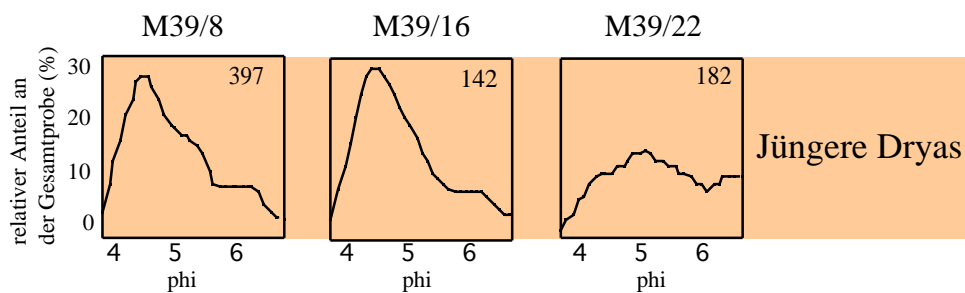
**Abbildung 5.17:** Histogramme der Kerne M39/8, M39/16 und M93/22 an ausgewählten Proben aus dem Hochglazial. Ziffern geben Kernteufe in cm an.

In der ersten globalen Abschmelzphase nach dem letzten, glazialen Maximum, der Termination Ia, ist das Hangrücken- und Talgebiet einer intensiven Strömung unterworfen. Dieses Strömungsereignis wird im Bereich des Faro-Driftkörpers (Kern M39/16) so stark kanalisiert, daß erosive Kräfte einen Hiatus während der gesamten Termination Ia und des Bølling/Allerøds verursachen. Die Sedimente des Kerns M39/22 sind in dieser Zeit einer weniger starken, jedoch kontinuierlich ablagernden Strömung unterworfen. Feinkörnigere Sedimente werden akkumuliert. Der Vergleich der Kerne M39/8 und M39/22 zeigt, daß die Strömungsintensität mit zunehmender Entfernung von der Straße von Gibraltar nachläßt (Abbildung 5.18).

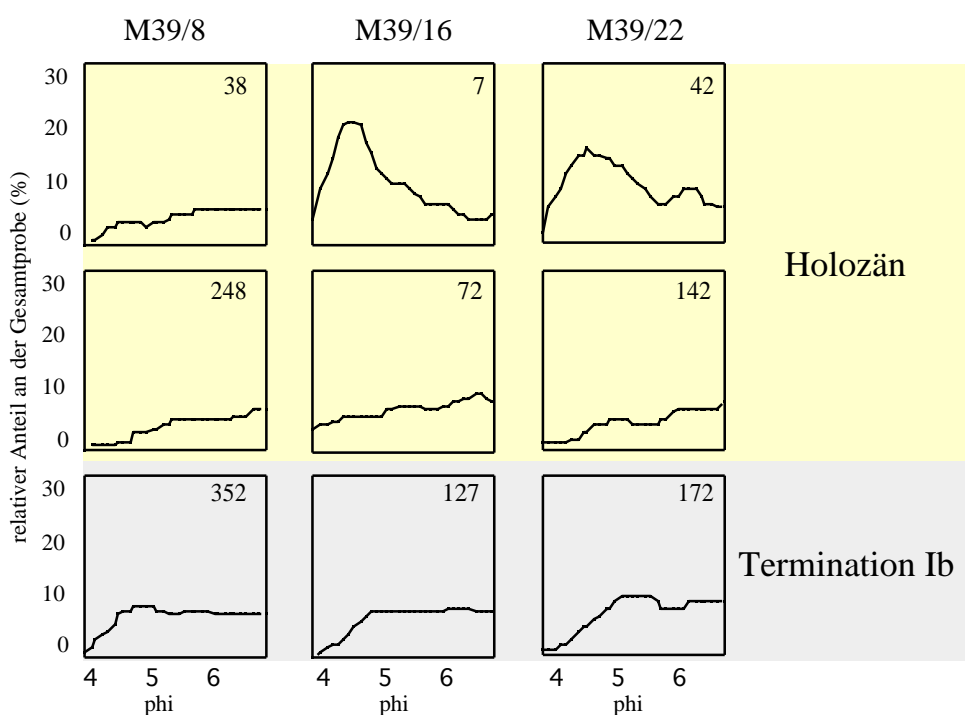


**Abbildung 5.18:** Histogramme der Kerne M39/8 und M93/22 an ausgewählten Proben aus dem Zeitabschnitt der ersten Abschmelzphase. Ziffern geben Kernteufe in cm an.

Zur Zeit eines erneuten Meeresspiegeltiefstands, der durch einen Kälteeinbruch zur Zeit der Jüngeren Dryas hervorgerufen wird, kommt es zu einer signifikanten Zunahme der Strömungsintensität. Dies zeichnet sich deutlich in den Histogrammen der einzelnen Kerne ab, die in dieser Zeitscheibe ein Verteilungsmuster zum groben Sediment hin erkennen lassen. Es kommt zu Ablagerung sandiger Konturiltlagen (Abbildung 5.19).



**Abbildung 5.19:** Histogramme der Kerne M39/8, M39/16 und M93/22 an ausgewählten Proben aus der Jüngeren Dryas. Ziffern geben Kerntiefe in cm an.



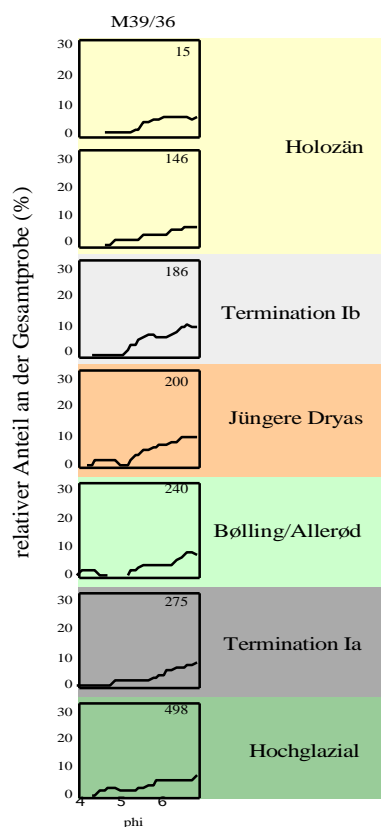
**Abbildung 5.20:** Histogramme der Kerne M39/8, M39/16 und M93/22 an ausgewählten Proben aus dem Zeitintervall Termination Ib und dem Holozän. Ziffern geben Kerntiefe in cm an.

Die Termination Ib und das Holozän werden charakterisiert durch polymodale Verteilungskurven, die Rückschlüsse auf ein variables Strömungsmilieu zulassen (Abbildung 5.20). Während des jüngeren Holozäns lassen die Kerne M39/16 und M39/22

des südiberischen Kontinentalhangs einen erneuten Umschwung der hydrodynamischen Bedingungen erkennen. Die Strömungsintensität erhöht sich. Stark strömungssortiertes Sediment, vergleichbar mit den Sedimentationsereignissen während der Jüngeren Dryas, wird abgelagert. Der Kern M39/8 läßt diesen Umschwung jedoch nicht erkennen; in dieser Zeiteinheit fehlen aufgrund von Erosion die Sedimente vollständig.

Die Kornverteilungskurven der Kerne aus dem Golf von Cadiz entsprechen den Ergebnissen von SIERRO et al. (1999), welche drei Intensivierungsepisoden des MOWs während der Termination Ia, der jüngeren Dryas und dem späten Holozän beschrieben haben. In diesen Zeiten kamen aufgrund erhöhter Strömungsgeschwindigkeiten sandigere Sedimente zur Ablagerung.

Die Kornverteilungskurven des Kerns M39/36 zeigen über den gesamten Zeitraum seit dem LGM einen unimodalen Verlauf (Abbildung 5.21). Die Kernlokation wird mit Beginn der ersten Abschmelzphase nicht mehr von den Strömungsereignissen des MOWs erfaßt.



**Abbildung 5.21:** Histogramme des Kerns M39/36 an ausgewählten Proben vom Hochglazial bis in das Holozän. Ziffern geben Kernteufe in cm an.

## 6. Schlußfolgerung

### *Paläoozeanographische Schlußfolgerung*

Die sedimentphysikalischen und sedimentologischen Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, daß globale klimatische Ereignisse eine wichtige Rolle bei den hydrodynamischen Veränderungen des MOWs spielen. Die Mächtigkeitsschwankungen der Inlandeisbedeckung wirken sich direkt auf den Wassermassenaustausch zwischen Mittelmeer und Atlantik aus. Die Sedimente des Golfs von Cadiz liegen im proximalen und distalen Einflußbereich der durch die Straße von Gibraltar ausströmenden Wassermassen. Aufgrund thermohaliner Zirkulation kommt es zur Ausbreitung mediterranen Wassers im Bereich des Golfes von Cadiz. Diese warme und salzreiche Wassermasse bestimmt in Tiefen zwischen 600 und 1500 m die Sedimentationsprozesse. Aus diesem Grund lassen sich aus den Datensätzen der sedimentphysikalischen und sedimentologischen Untersuchungen an den Schwerelotkernen der METEOR-Ausfahrt M39/1 die Variabilität und Dynamik des MOWs rekonstruieren. Die Umrechnung der mittleren Korngröße unter Anwendung von Formeln aus der Hydrodynamik liefert Paläoströmungsgeschwindigkeiten für das MOW seit dem LGM.

Die Positionen der Schwerelotkerne M39/8, M39/16 und M39/22 aus dem Golf von Cadiz befinden sich seit dem letzten Hochglazial unter der Einwirkung des MOWs. Während des glazialen Maximums, der Zeit des Meeresspiegeltiefstands, kam es zur Ablagerung tonig-siltiger Konturite unter Strömungsmilieus von geringerer Energie. Zu Beginn der ersten Abschmelzphase, der Termination Ia, und der damit einhergehenden Intensivierung des MOWs, setzt eine sandigere Sedimentation ein, die zum Ende der Übergangsphase rückläufig wird. Der Höhepunkt der Ablagerung feinstkörnigen Sediments wird während des Bølling/Allerøds, in dem das Klima wärmer und feuchter war, erreicht. Nach einer ersten Intensivierung des MOWs, zur Zeit der Termination Ia zwischen 15 000 und 13 000 Jahren, tritt eine zweite signifikante Verstärkung der Strömungsintensitäten zwischen 11 000 und 9 000 Jahren ein. Alle drei Kerne zeigen dieses Ereignis, das sich in Form einer sandigen Lage, dem sogenannten Jüngeren Dryas-Konturit, abzeichnet und auf eine größere Strömungsintensität des MOW zu Zeiten globalen Meeresspiegelanstiegs zurückzuführen ist. Die Jüngere Dryas ist gekennzeichnet durch kaltes und trockenes Klima. Während der Termination Ib geht die Ablagerung gröberer Sediments allmählich zurück. Das frühe

Holozän wird durch eine kontinuierliche Abfolge siltiger Konturite gekennzeichnet und markiert die letzte Phase der Abschmelzung. Vor ca. 3000 Jahren kommt es zu einer erneuten, bis heute andauernden Intensivierung des MOWs, die sich in den Sedimenten aus der Driftkörperprovinz südlich des iberischen Kontinentalhangs deutlich abzeichnet.

Erhöhte Paläoströmungsgeschwindigkeiten, basierend auf den sedimentologischen Untersuchungen an den Kernen aus dem Golf von Cadiz, korrespondieren mit den Ergebnissen von SIERRO et al. (1999), die drei Episoden erhöhter Strömungsintensität des MOWs seit dem letzten Hochglazial beschrieben haben.

Die sedimentologischen und sedimentphysikalischen Ergebnisse zeigen, daß der Kern M39/36 des westiberischen Kontinentalhangs während des LGMs im Einflußbereich des MOWs gelegen hat. Mit Beginn der ersten Abschmelzphase reicht das MOW jedoch nicht mehr bis in die Tiefenlage der Kernposition. Die Sedimente des Kerns M39/36 befindet sich seit der Termination Ia unter dem Einfluß atlantischer Wassermassen und trägt keine Signaturen des MOWs.

#### *Methodische Schlußfolgerung*

1) Die sedimentologischen Untersuchungen der mittleren Korngröße an den Schwerelotkernen im Vergleich mit sedimentphysikalischen und isotoptenstratigraphischen Ergebnissen sind ein geeignetes Instrument, um die hydrodynamischen Prozesse des MOWs in ihrer zeitlichen Abfolge zu rekonstruieren. Dabei sind genaue Kenntnisse über die Gebiete, aus denen die Kerne entnommen wurden, unbedingt erforderlich, da sich die Strömungsparameter, bedingt durch die Morphologie des Meeresbodens, schon auf geringste Entfernungen drastisch ändern. Hierbei lieferten die seismischen Profilaufnahmen mit dem HYDROSWEEP- und PARASOUND-System entscheidende Hilfsmittel, die morphologischen Begebenheiten und Strukturen plastisch darzustellen. Sie ermöglichen die Zuordnung der einzelnen Arbeitsgebiete in verschiedene Faziesbereiche.

2) Der Einsatz des Multi-Sensor-Kernloggers ermöglicht nicht nur eine erste stratigraphische Einschätzung des Kernmaterials während der Ausfahrt, sondern lieferte zusätzlich einen Datensatz, dessen Kurvenverlauf der Kompressionswellengeschwindigkeit und Dichte eine sehr gute Korrelation mit den  $^{18}\text{O}$ -Werten an planktischen Foraminiferen

(SCHÖNFELD, pers. Mitt., 1999) aufweisen. Dies zeigt, daß die beiden sedimentphysikalischen Parameter deutliche Klimaanzeiger sind.

3) Aufgrund der Morphologie und der komplexen Strömungsmuster im Golf von Cadiz wäre es bei der Entnahme von Oberflächenproben äußerst wichtig, genaue Kenntnisse darüber zu haben, ob sich die Kernposition im Bereich des rezenten MOWs befindet. Um eine Kalibrierung von Oberflächenproben an Strömungsgeschwindigkeiten durchzuführen, die es ermöglichen würde, empirische Werte für Paläoströmungsgeschwindigkeiten an Schwerelotkernen zu ermitteln, sollte an jeder Entnahmestelle eine Strömungsmessung über einen Zeitraum von mehreren Tagen, besser noch Wochen, vorgenommen werden. Länger angelegte Strömungsmessungen haben den Vorteil, daß der Einfluß der Gezeiten auf Strömungsrichtung und –Intensität beurteilt und getrennt werden kann.

Ein weiterer, interessanter Aspekt würde die Untersuchung eines Tiefentranprofils darstellen, das senkrecht zum Verlauf des südiberischen Kontinentalhangs angelegt ist und somit die verschiedenen Tiefenwasserstockwerke erfassen würde.

#### *Abschlußbetrachtung*

Obwohl der Golf von Cadiz seit Jahrzehnten Gegenstand zahlreicher paläoozeanographischer Arbeiten ist, birgt dieses Gebiet immer noch ungeklärte Fragestellungen. Die Notwendigkeit weiterer Untersuchungen liegt darin begründet, daß das MOW entscheidend die hydrographischen Ereignisse im Atlantik prägt und aufgrund seiner Anomalien in Temperatur und Salzgehalt noch weit bis in diesen hinein nachgewiesen werden kann. Die vorliegende Arbeit leistet einen Beitrag zum besseren Verständnis der Strömungsgeschichte des MOWs seit dem Spätpleistozän.

## **Dank**

### **Folgenden Personen danke ich:**

Herrn Prof. Dr. Dullo

Herrn Prof. Dr. Voßmerbäumer

Herrn Roth

Herrn Dr. Lukas

Herrn Dr. Grützner

Herrn Dr. Schönfeld

Herrn Kühl

Herrn Winkler

Frau Runze

Frau Herden

Frau Brennwald

Frau Wilken

Frau Dr. Müller

Herrn Dr. Hüls

Herrn Prof. Dr. Zahn

Frau Dr. Bader

meinen Eltern

Mein besonderer Dank gilt:

Herrn Prof. Dr. Mienert

### **Folgenden Institutionen danke ich:**

GEOMAR Forschungszentrum, Kiel

Geologisches und mineralogisches Institut (IGM), Lissabon



**Verzeichnis verwendeter Formeln**

$$v = \frac{S}{t} \quad (1)$$

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (2)$$

$$\frac{A}{A_0} = e^{-\rho \mu S} \quad (3)$$

$$M = \kappa H \quad (4)$$

$$w = \frac{-3\eta + \sqrt{9\eta^2 + gr^2\rho_f(\rho_s - \rho_f)(0.015476 + 0.19841r)}}{\rho_f(0.011607 + 0.14881r)} \quad (5)$$

$$u = \sqrt{0.4(\rho_s - \rho_f)} w \quad (6)$$

$$M = \frac{(d_{16} + d_{50} + d_{84})}{3} \quad (7)$$

$$u_z = 2.5 \ln 9.0 \frac{u}{v} * u \quad (8)$$

$$v = \frac{\eta}{\rho_f} \quad (9)$$

$$\phi = -\log_2 D \quad (10)$$

- Allen, J.R.L. (Editor), 1985. Principles of physical sedimentology, London, Boston, Sydney, 272 pp.
- Ambar, I., 1983. A shallow core of Mediterranean Water off western Portugal. *Deep-Sea Res.*, 30(6A): 677-680.
- Ambar, I. and Howe, M.R., 1979. Observations of the Mediterranean Outflow - II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.*, 26A: 555-568.
- Arhan, M., 1987. On the large scale dynamics of the Mediterranean Outflow. *Deep-Sea Res.*, 34: 1187-1208.
- Baas, J.H., Mienert, J., Abrantes, F. and Prins, M.A., 1997. Late Quaternary sedimentation on the Portuguese continental margin: climate-related processes and products. *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130: 1-23.
- Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *Prof. Pap. US Geol. Surv.*, 422(1): 11-137.
- Baraza, J., Ercilla, G. and Nelson, C.H., 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155: 191-215.
- Baringer, M.O. and Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean Outflow. *Marine Geology*, 155 (1-2): 63-82.
- Bryden, H.L., Candela, J.C. and Kinder, T.H., 1994. Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, 33: 201-248.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sabaffi, L., Shakleton, N., Schönfeld, J., Zahn, R. (im Druck): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*.
- Candela, J.C., Winant, C.D. and Bryden, H.L., 1989. Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 94(C9): 12667-12679.
- Caralp, M.H., 1988. Late glacial to recent deep-sea benthic foraminifera from the northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and western Mediterranean (Alboran Sea): Paleoceanographic results. *Marine Micropaleontology*, 13: 265-289.
- Chi, J., 1995. Multi-Sensor-Kern-Logging-Methoden zur Bestimmung von physikalischen Sedimenteigenschaften. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 der CAU, Nr. 58*: 1-125.
- Cremer, M., Faugeres, J.-C., Grousset, F. and Gonthier, E., 1993. Late Quaternary sediment flux on sedimentary drifts in the Northeast Atlantic. *Sedimentary Geology*, 82: 89-101.
- Curry, R.G., 1996. Hydrobase, a database of hydrographic stations and tools for climatological analysis. Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, MA, Tech. Rep. WHOI-96-01.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. and Siedler, G., 1975. *Allgemeine Meereskunde - Eine Einführung in die Ozeanographie*. Gebrüder Bornträger, Berlin/Stuttgart, 3. Auflage, 593 pp.

- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Faugeres, J.C., Gonthier, E. and Stow, A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean Outflow. *Geology*, 12: 296-300.
- Faugeres, J.C., Mezerais, M.L. and Stow, D.A.V., 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology*, 82 (1-4): 189-203.
- Faugeres, J.C. and Stow, D.A.V., 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 82 (1-4): 287-297.
- Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27: 3-26.
- Gascard, J.C. and Richez, C., 1985. Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, 15: 157-216.
- Gibbs, R.J., Matthews, M.D. and Link, D.A., 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *J. Sed. Petrol.*, 41: 7-18.
- Giesel, W. and Seibold, E., 1968. Sedimentechogramme vom ibero-marokkanischen Kontinentalrand. "Meteor"-Forsch.-Ergebnisse, Reihe C(1): 53-75.
- Grousset, F.E., Joron, J.L., Biscaye, P.E., Latouche, C., Treuil, M., Maillet, N., Faugeres, J.C., Gonthier, E., 1988. Mediterranean Outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years B.P.: mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Marine Letters*, 8: 25-34.
- Gründlingh, M.L., 1981. On the observation of a solitary event in the Mediterranean Outflow west of Gibraltar. "Meteor"-Forsch.-Ergebnisse, Reihe A/B(23): 15-46.
- Grützner, J., Bassinot, F.C. and Mienert, J., 1997. High-resolution compressional-wave velocity measurements in Pleistocene sediments of the Ceara Rise (western equatorial Atlantic): Implications for orbital driven sedimentary cycles. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 154: 135-149.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D. and Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152: 502-508.
- Heezen, B.C. and Johnson, G.L., 1969. Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar. *Bull. Inst. oceanogr. Monaco*, 67(1382): 95.
- Hendrix, W.P. and Orr, jun., C., 1972. Automatic Sedimentation Size Analysis Instrument. In: M. Groves (Editor), *Particle Size Analysis*. Soc. Analytical Chem., London, 430 pp.
- Hinrichsen, H.H. and Rhein, M., 1993. On the origin and the spreading of the shallow Mediterranean water core in the Iberian Basin. *Deep-Sea Res. I*, 40(11/12): 2167-2177.
- Hjulstrøm, F., 1936. Transportation of detritus by moving water. In: Trask, P.D. (Ed.): *Recent marine sediments*. Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa: 5-41.

- Howe, M.R., 1982. The Mediterranean water outflow in the Gulf of Cadiz. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 20: 37-64.
- Höppner, R. and Henrich, R., 1999. Kornsortierungsprozesse am Argentinischen Kontinentalhang anhand von Siltkorn-Analysen. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 7-9*: 897-905.
- Krumbein, W.C., 1934. Size frequency distribution of sediments: *Jour. Sed. Petrology* 4, 65-77.
- Kudrass, H.-R., 1973. Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän. "Meteor"-Forsch.-Ergebnisse, Berlin-Stuttgart, C13: 1-63.
- Lacombe, H. and Richez, C., 1982. The regime of the Straits of Gibraltar, Hydrodynamics of semi-enclosed seas. Elsevier, Amsterdam, pp. 13-73.
- Lee, H. and Baraza, J., 1999. Geotechnical characteristics and slope stability in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 155: 173-190.
- Lobo, F.J., Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Maldonado, A., Barnolas, A., 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology*, 164 (3-4): 91-117.
- López-Galindo, A., Rodero, J. and Maldonado, A., 1999. Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin. *Marine Geology*, 155: 83-98.
- Madelain, F., 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cah. Oceanogr.*, 22(1): 43-61.
- Maldonado, A. and Nelson, H.C., 1999. Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology*, 155: 217-242.
- Maldonado, A., Somoza, L. and Pallarés, L., 1999. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155: 9-43.
- Matthäus, W., 1972: Die Viskosität des Meerwassers. *Beitr. Meereskde.* 29, 93-107.
- Mc Cave, I.N., Manighetti, B. and Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography*, 10(3): 593-610.
- Michels, K., 1995. Strömungssortierung quartärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analysen von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 der CAU, Nr. 55*: 1-127.
- Mienert, J. and Bloemendal, J., 1989. A comparison of acoustic rock-magnetic properties of equatorial Atlantic deep-sea sediments: paleoceanographic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 94: 291-300.

- Müller, A., 2000. Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in biogenem Carbonat planktischer Foraminiferen und benthischer Ostracoden. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel*, 313,1-182.
- Nelson, C.H., Baraza, J. and Maldonado, A., 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology*, 82: 103-131.
- Nelson, C.H. and Maldonado, A., 1999. The Cadiz margin study off Spain: an introduction. *Marine Geology*, 155 (1-2): 3-8.
- Nelson, H.C., Baraza, J., Maldonado, A., Roderot, J., Escutia, C., Barber, J.H., 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155 (1-2): 99-129.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo, 553 pp.
- Price, J.F. and Baringer, M.O., 1994. Outflows and deep water production by marginal seas. *Prog. Oceanog.*, 33: 161-200.
- Price, J.F., Baringer, M.O., Lueck, R.G., Johnson, G.C., Ambar, I., Parrilla, G., Cantos, A., Kennelly, M.A., Sanford, T.B., 1993. Mediterranean outflow mixing and dynamics. *Science*, 259: 1277-1282.
- Reid, J.L., 1979. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Res.*, 26 A: 1199-1223.
- Rhein, M. and Hinrichsen, H.H., 1993. Modification of Mediterranean water in the Gulf of Cadiz studied with hydrographic, nutrient and chlorofluoromethane data. *Deep-Sea Research* 1, 40(2): 267-291.
- Schönfeld, J., 1998. Monitoring the last Pleistocene and Holocene mediterranean outflow at the western Iberian margin with benthic foraminiferal communities and stable isotopes, 6th International Conference on Paleoceanology, ICP IV, Lissabon, pp. 205.
- Schönfeld, J., 1997. The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on the benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. *Marine Micropaleontology*, 29: 211-236.
- Schott, F., Koltermann, K.P., Stramma, L., Sy A., Zahn, R., Zenk, W., 1997. North Atlantik 1997- Cruise No.39, 18. April – 14 September 1997. *Meteor Berichte*, 99-1, Leitstelle METEOR, Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, pp. 197.
- Schultheiss, P.J., Mienert, J. and Scientific Shipboard Party, 1988. Whole-core p-wave velocity and gamma ray attenuation logs from Leg 108 (Sites 657 through 668), *Init. Reports Part A*, 108: 1015-1046.
- Shields, A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitt. Preuß. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26: 1-42.

- Sierro, F.J., Flores, J.A. and Baraza, J., 1999. Late glacial recent paleoenvironmental changes in the Gulf of Cadiz and formation of sandy contourite layers. *Marine Geology*, 155: 157-172.
- Spieß, V., 1993. *Digitale Sedimentechographie - Neue Wege zu einer hochauflösenden Akustostratigraphie*. Habilitationsschrift, Universität Bremen, Bremen, 199 pp.
- Stow, D.A.V. and Lovell, J.P.B., 1979. Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 14: 251-291.
- Swift, J.H., Aagaard, K. and Malmberg, S.A., 1980. The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. *Deep-Sea Research*, 27(A): 29-42.
- Udden, J.A., 1898. Mechanical composition of wind deposits. *Augustana Library Pub.* 1, 69 pp.
- Walger, E., 1965. Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. *Geologische Rundschau*, 54(2): 976-1002.
- Wang, D.P., 1993. The Strait of Gibraltar Model: internal tide, diurnal inequality and fortnightly modulation. *Deep-Sea Res. I*, 40(6): 1187-1203.
- Webb, P.A. and Orr, C., 1997. *Analytical methods in fine particle technology*. Micromeritics Instrument Corporation, Norcross, 301 pp.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geology* 30, 377-392.
- Worthington, L.V., 1976. *On the North Atlantic Circulation*. Johns Hopkins Oceanographic Studies, 6. Johns Hopkins University Press, Baltimore, Md. United States, 110 pp.
- Zahn, R., 1997. North Atlantic thermohaline circulation during the last glacial period: Evidence for coupling between meltwater events and convective instability in sediment cores from the southern Portuguese margin. Habilitationsschrift, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel, 133 pp.
- Zahn, R., Sarnthein, M. and Erlenkeuser, H., 1987. Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanography*, 2(6): 543-559.
- Zanke, U., 1982. *Grundlagen der Sedimentbewegung*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 402 pp.
- Zenk, W., 1975. On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. "Meteor"-Forsch.-Ergebnisse, A(16): 23-34.
- Zenk, W., 1971. Zur Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar. "Meteor"-Forsch.-Ergebnisse, A(9): 1-30.
- Zenk, W. and Armi, L., 1990. The complex spreading pattern of Mediterranean water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Research A*, 37(12): 1805-1823.

## Abbildungen

**Abbildung 2.1:** Heutige tektonische Einheiten des Untersuchungsgebiets (modifiziert nach MALDONADO & NELSON, 1999).

**Abbildung 2.2:** Sattelstrukturen im westlichen Golf von Cadiz (modifiziert nach BARAZA et al. 1999).

**Abbildung 2.3:** Zirkulationsmuster der Wassermassen im Golf von Cadiz (Verlauf des Mittelmeerausstromwassers modifiziert nach GRÜNDLINGH, 1981; Verlauf der atlantischen Wassermassen modifiziert nach LOBO et al., 2000). Der schwarze Kasten in der kleinen Karte zeigt die Lage des Arbeitsgebiets im östlichen Nordatlantik.

**Abbildung 2.4:** Absinken des MOWs nach dem Verlassen der Straße von Gibraltar (modifiziert nach BARINGER & PRICE, 1999).

**Abbildung 2.5:** Salinitäts- und Temperaturschnitte entlang der Isopykne  $\sigma_t = 32,274$  (nach CURRY, 1996) zeigen die laterale Ausdehnung des MOWs im Nordatlantik (modifiziert nach BARINGER & PRICE, 1999).

**Abbildung 2.6:** Verteilung der großdimensionalen Ablagerungsmilieus im Golf von Cadiz (modifiziert nach MALDONADO & NELSON, 1999).

**Abbildung 3.1:** Aufbau des Multi-Sensor-Kernloggers (modifiziert nach einer Abbildung einzusehen unter: <http://www.geotek.co.uk/>).

**Abbildung 3.2:** Sensor zur Messung der Kompressionswellengeschwindigkeit (modifiziert nach CHI, 1995).

**Abbildung 3.3:** Dichtesensor (modifiziert nach CHI, 1995).

**Abbildung 3.4:** Sensor für die Messung der magnetischen Suszeptibilität (modifiziert nach CHI, 1995).

**Abbildung 3.5:** Stationen, an denen Sedimentproben mit dem Schwerelot (hellgraue Balken) und dem Großkastengreifer (dunkelgraue Balken) genommen wurden, sind gegen die Wassertiefe aufgetragen. Die graue Fläche zeigt die heutige Tiefe des MOWs. Die Pfeile weisen auf eine klimabedingte Fluktuation des MOWs seit dem Spätpleistozän hin.

**Abbildung 3.6:** Schematische Darstellung des Sedigraphen 5100 (modifiziert nach HENDRIX & ORR, 1972).

**Abbildung 3.7:** Schematische Darstellung einer Kornverteilungskurve, aus der graphisch die mittlere Korngröße nach FOLK und WARD (1957) ermittelt werden kann.

**Abbildung 3.8:** Schematische Darstellung der Geschwindigkeitszunahme eines Partikels mit zunehmender Entfernung vom Meeresboden (modifiziert nach ALLEN, 1985).

**Abbildung 3.9:** Schematische Darstellung der Korngrößenverteilung eines Restsediments, eines Akkumulationssediments und eines strömungssortierten Sediments (modifiziert nach MICHELS, 1995; HÖPPNER & HENRICH, 1999).

**Abbildung 4.1:** Lokationen der hydroakustischen HYDROSWEEP- und PARASOUND-Vermessungen.

**Abbildung 4.2:** HYDROSWEEP-Profil *Cadiz 4* mit einer Länge von ca. 45 km (aus: METEOR-Berichte 99-1, 1999). Rücken- und Talstrukturen dominieren die Morphologie des Kontinentalhangs. Im Südwesten des Profils befinden sich ringförmige Strukturen fossiler Gasaustrittsstellen.

**Abbildung 4.3:** HYDROSWEEP-Profil *Cadiz 5* mit einer Länge von ca. 38 km. Auch in diesem Gebiet, das nordwestlich des Profils *Cadiz 4* liegt, treten Rücken- und Talstrukturen untergeordnet auf.

**Abbildung 4.4:** Das PARASOUND-Profil aus dem Gebiet *Cadiz 4* zeigt die Sedimentgeometrie an Sockelgestein. Lage des Profilschnitts zwischen  $36^{\circ}12.21'N/7^{\circ}34.29'W$  und  $36^{\circ}16.68'N/7^{\circ}34.93'W$ .

**Abbildung 4.5:** HYDROSWEEP-Profil *Faro* mit einer Länge von ca. 30 km. Das Profil zeigt einen Nord-Süd-Schnitt durch den Faro-Driftkörper. Im Norden befindet sich eine markante Rinnenstruktur, die durch erosive Vorgänge gebildet wurde.

**Abbildung 4.6:** Sedimentation am Faro-Driftkörper, der im Norden durch die Rinnenstruktur begrenzt wird (aus Gründen der Darstellbarkeit ist das Profil 480-fach überhöht). Lage des PARASOUND-Profilschnitts zwischen  $36^{\circ}53.9'N/7^{\circ}38.1'W$  und  $36^{\circ}48.3'N/7^{\circ}38.1'W$ .

**Abbildung 4.7:** HYDROSWEEP-Profil *St. Maria* mit einer Länge von ca. 23 km schließt sich westlich an das Profil *Faro* an. Die morphologischen Strukturen sind vergleichbar mit denen an der Faro-Drift beobachteten.

**Abbildung 4.8:** HYDROSWEEP-Profil *Albufeira* mit einer Länge von ca. 23 km. Auch die westlichste Profilaufnahme zeigt deutlich die Driftkörperstruktur mit der markanten erosiven Rinne im Norden.

**Abbildung 4.9:** Sedimentation im Gebiet des PARASOUND-Profilschnitts *St. Maria*. Auftreten von Akkumulation und Erosion (aus Gründen der Darstellbarkeit ist das Profil 400-fach überhöht). Lage des Profilschnitts zwischen  $36^{\circ}45.7'N/8^{\circ}14.9'W$  und  $36^{\circ}40.5'N/8^{\circ}14.9'W$ .

**Abbildung 4.10:** Sedimentation im Gebiet des PARASOUND-Profilschnitts *Albufeira*. Hierbei treten deutlich dieselben Sedimentstrukturen wie im Profilschnitt *St. Maria* auf (aus Gründen der Darstellbarkeit ist das Profil 180-fach überhöht). Lage des Profilschnitts zwischen  $36^{\circ}42.3'N/8^{\circ}17.1'W$  und  $36^{\circ}39.9'N/8^{\circ}17.2'W$ .

**Abbildung 4.11:** HYDROSWEEP-Profil *Sines* mit einer Länge von 46 km. Der relativ steile östliche Kontinentalhang verflacht sich mit zunehmender Wassertiefe.

**Abbildung 4.12:** Positionen der bearbeiteten Schwerelotkerne und Großkastengreifer. An den Kernstationen 8, 16, 22 und 36 (große Punkte) wurden beide Geräte eingesetzt; an allen übrigen Stationen (kleine Punkte) wurden nur Oberflächenproben mit dem Großkastengreifer gewonnen.



**Abbildung 4.13:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/8 (36°22.7'N/7°04.2'W). Sektionsübergänge bei 100, 200, 300, 400 und 500 cm. (Isotopenstratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.14:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/16 (36°46.7'N/7°42.1'W). Sektionsübergänge bei 100 und 200 cm. (Isotopenstratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.15:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/22 (36°42.7'N/8°15.6'W). Sektionsübergänge bei 90 und 190 cm. (Isotopenstratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.16:** Kompressionswellengeschwindigkeit, Dichte und magnetische Suszeptibilität gemessen am Schwerelotkern M39/36 (37°48.3'N/9°40.8'W). Sektionsübergänge bei 96, 196, 205, 309, 413, 517 und 621 cm. (Isotopenstratigraphie (nach PDB-Standard) nach SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.17:** Loggingdaten des Kerns M39/8 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.18:** Loggingdaten des Kerns M39/16 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.19:** Loggingdaten des Kerns M39/22 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.20:** Loggingdaten des Kerns M39/22 im Vergleich mit der mittleren Korngröße der Fraktion <63µm und mit dem prozentualen Anteil >63µm an der Gesamtprobe. (Bestimmung des Grobfraktionsanteils durch SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.21:** Mittlere Korngröße des Größenbereichs kleiner 63µm und kritische Strömungsgeschwindigkeit der Schwerelotkerne M39/8, M39/16, M39/22 und M39/36 aufgetragen gegen Isotopenstratigraphie (nach PDB-Standard) mit <sup>14</sup>C-Datierungen an ausgewählten Kernpositionen (SCHÖNFELD, pers. Mitt. 1999).

**Abbildung 4.22:** Korngrößenverteilung des terrigenen Siltspektrums der Kerne M39/8, M39/16, M39/22 und M39/36. Die Ziffern geben die Kernteufen in cm an.

**Abbildung 5.1:** Verlauf des MOWs im Golf von Cadiz (modifiziert nach GRÜNDLINGH, 1981).

**Abbildung 5.2:** Die Temperatur-Salzgehalt-Dichte-Diagramme an zwei Lokationen westlich und südwestlich des iberischen Kontinentalhangs zeigen die vertikale Unterteilung des MOWs in Lagen bei ca. 600 m (Ms), 800 m (Mu) und 1200 m (Mi). CDT-Station bei

37°30'N/9°48'W (linke Abbildung) und 35°57'N/9°55'W (rechte Abbildung) (Diagramme aus HINRICHSSEN & RHEIN, 1993).

**Abbildung 5.3:** Mittlere Korngröße der Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz in Beziehung zur Wassertiefe. Der graue Balken gibt die Tiefenlage des heutigen MOWs an. Dabei wird die Horizontalgliederung der einzelnen Wasserstockwerke nicht berücksichtigt.

**Abbildung 5.4:** HJULSTRØM-Diagramm (modifiziert nach HJULSTRØM 1936).

**Abbildung 5.5:** SHIELDS-Diagramm (1936) modifiziert nach BAGNOLD (1966).

**Abbildung 5.6:** Das PARASOUND-Profil der METEOR-Ausfahrt M39/1 zeigt die Position des Kerns M39/8 (36°22.7'N/7°04.2'W) am Schulterbereich eines submarinen Tals.

**Abbildung 5.7:** Kernlokationen der METEOR-Ausfahrt M39/1 in ihrer relativen Lage zu den Flußsystemen, die in den Golf von Cadiz münden.

**Abbildung 5.8:** Lineare Sedimentationsraten an den Lokationen der Schwerelotkerne M39/8, M39/16, M39/22, M39/36.

**Abbildung 5.9:** Temperaturrekonstruktion für das MOW basierend auf Mg/Ca-Messungen an benthischen Ostracoden des Kerns M39/8 (MÜLLER, 2000).

**Abbildung 5.10:** Lage der Profilschnitte A und B einer METEOR-Ausfahrt von 1971 (aus GRÜNDLINGH, 1981), der Kernpositionen von M39/8, M39/16 und M39/22 und der CTD-Station M39/21

**Abbildung 5.11:** Verlauf und Tiefenlage des MOWs am Profilschnitt A (modifiziert nach GRÜNDLINGH, 1981).

**Abbildung 5.12:** Verlauf und Tiefenlage des MOWs am Profilschnitt B (modifiziert nach GRÜNDLINGH, 1981).

**Abbildung 5.13:** Temperatur-Salzgehalt-Diagramm zeigt die Tiefenlage des MOWs bei CTD-Station M39/21 in Bezug zur atlantischen Wassermasse (modifiziert nach DIETRICH et al., 1975).

**Abbildung 5.14:** Mittlere Korngröße und Isotopenstratigraphie (CACHO et al., im Druck) des Kerns M39/8 aufgetragen gegen die Sauerstoffisotopenwerte des GISP 2 Eiskerns.

**Abbildung 5.15:** Mittlere Korngröße, bzw. kritische Strömungsgeschwindigkeit der Kerne M39/16 und M39/22 aufgetragen gegen Isotopenstratigraphie (PDB-Standard) mit <sup>14</sup>C-Datierung nach SCHÖNFELD (pers. Mitt., 1999).

**Abbildung 5.16:** Mittlere Korngröße und kritische Strömungsgeschwindigkeiten der Kerne M39/8, M39/16, M39/22 und M39/36 geprägt durch den Einfluß dreier Intensivierungsphasen, die das MOW seit dem letzten Hochglazial erfahren hat.

**Abbildung 5.17:** Histogramme der Kerne M39/8, M39/16 und M39/22 an ausgewählten Proben aus dem Hochglazial. Ziffern geben Kernteufe in cm an.

**Abbildung 5.18:** Histogramme der Kerne M39/8 und M93/22 an ausgewählten Proben aus dem Zeitabschnitt der ersten Abschmelzphase. Ziffern geben Kernteufe in cm an.

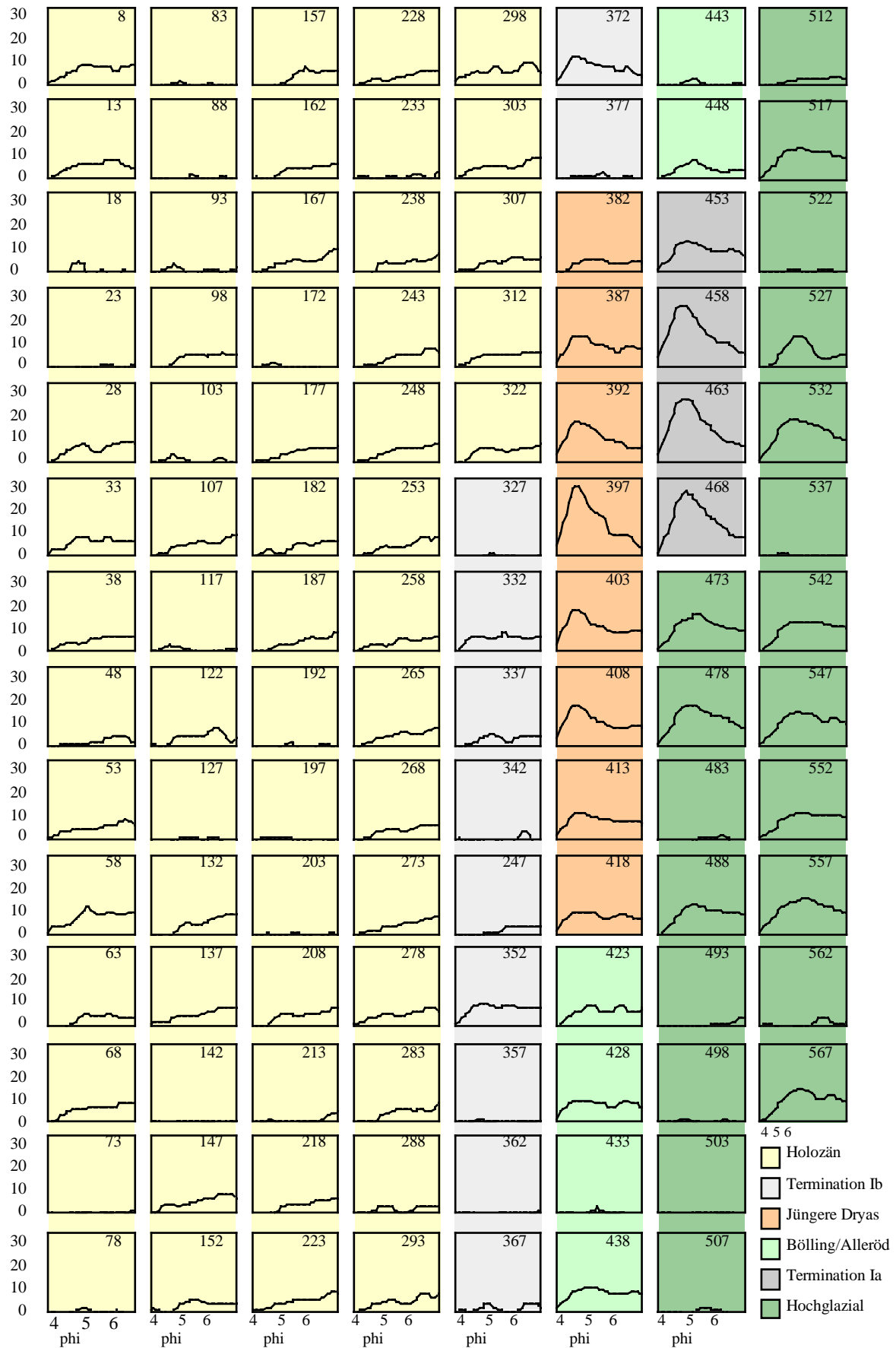
## **Tabellen**

**Tabelle 2.1:** Unterscheidungskriterien von Konturiten und Turbiditen nach Heezen-Hollister-Bouma (modifiziert nach STOW & LOVELL, 1979).

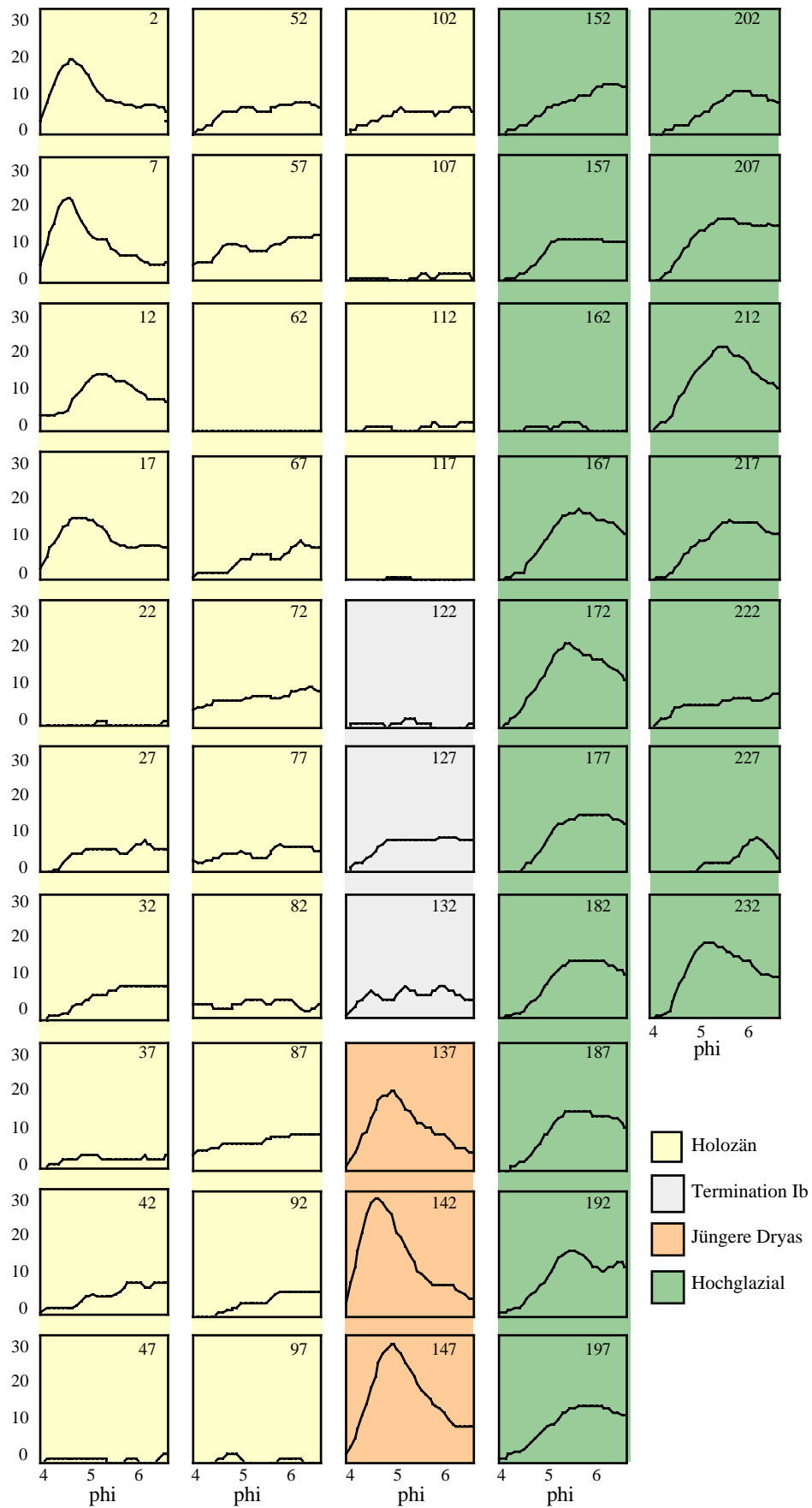
**Tabelle 3.1:** Liste der Großkastengreifer- und Schwerelotstationen mit Positionsangabe und Wassertiefe.

**Tabelle 4.1:** Strömungsgeschwindigkeitsmessungen aus dem Golf von Cadiz und entlang des iberischen Kontinentalhangs (aus HEEZEN & JOHNSON, 1969).

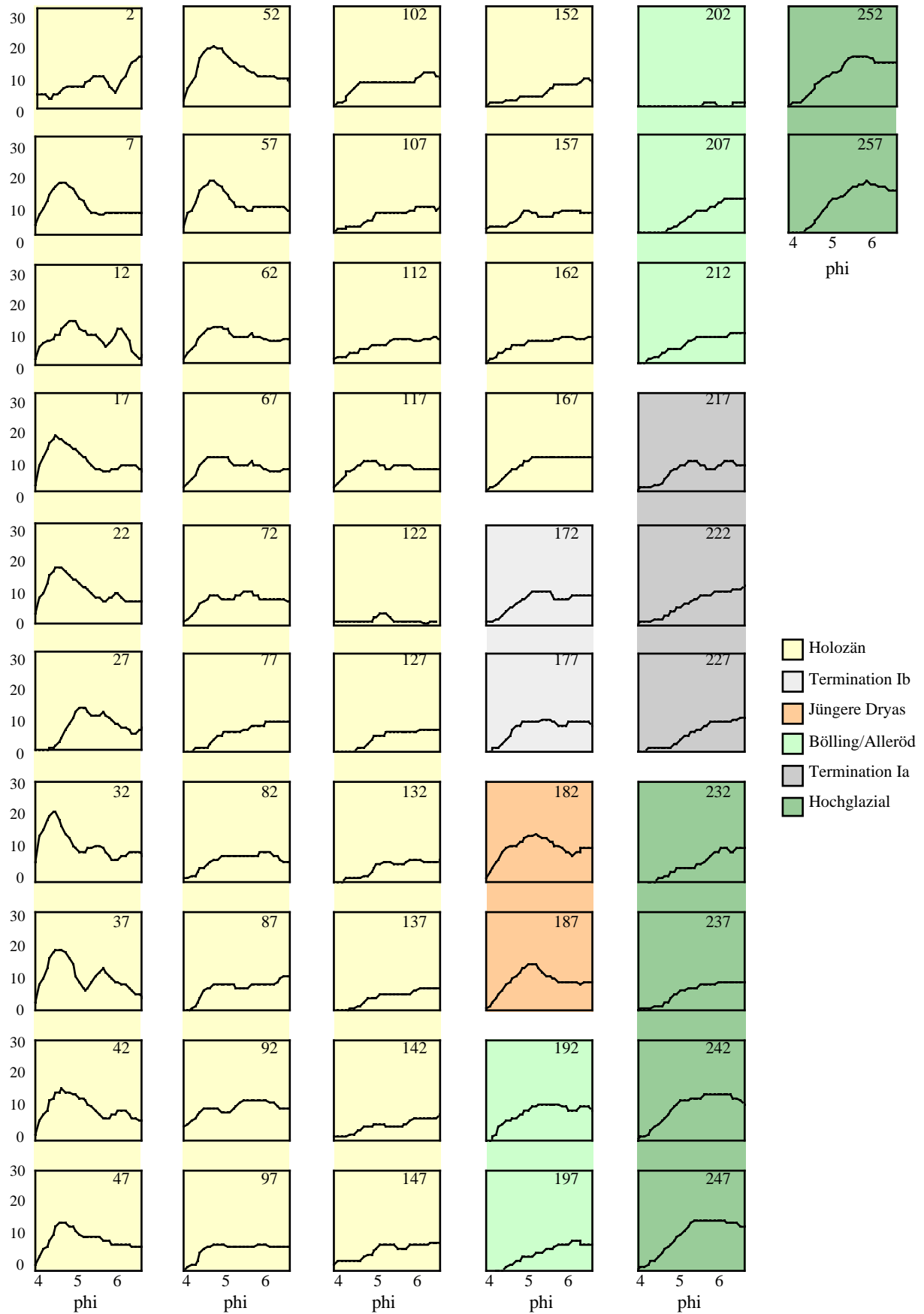
<b>Anhang</b>	<b>Seiten</b>
<b>Anhang 1:</b> Histogramme des Kerns M39/8. Die Ziffern geben die Kernteufe in cm an.	A-1
<b>Anhang 2:</b> Histogramme des Kerns M39/16. Die Ziffern geben die Kernteufe in cm an.	A-2
<b>Anhang 3:</b> Histogramme des Kerns M39/22. Die Ziffern geben die Kernteufe in cm an.	A-3
<b>Anhang 4:</b> Histogramme des Kerns M39/36. Die Ziffern geben die Kernteufe in cm an.	A-4
<b>Tabelle A-1:</b> Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/8.	A-5
<b>Tabelle A-2:</b> Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/16.	A-11
<b>Tabelle A-3:</b> Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/22.	A-14
<b>Tabelle A-4:</b> Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/36.	A-17



**Anhang 1:** Histogramme des Kerns M39/8. Die Ziffern geben die Kerntiefe in cm an. Die Korngröße (in phi) ist aufgetragen gegen den relativen Anteil an der Gesamtprobe (in %).



**Anhang 2:** Histogramme des Kerns M39/16. Die Ziffern geben die Kerntiefe in cm an. Die Korngröße (in phi) ist aufgetragen gegen den relativen Anteil an der Gesamtprobe (in %).



**Anhang 3:** Histogramme des Kerns M39/22. Die Ziffern geben die Kernteufe in cm an. Die Korngröße (in phi) ist aufgetragen gegen den relativen Anteil an der Gesamtprobe (in %).



**Anhang 4:** Histogramme des Kerns M39/36. Die Ziffern geben die Kernteufe in cm an. Die Korngröße (in phi) ist aufgetragen gegen den relativen Anteil an der Gesamtprobe (in %).



**Tabelle A-1:** Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/8.

Tiefe (cm)	Kompressionswellen-Geschwindigkeit (cm/s)	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )	Magnetische Suszeptibilität (dimensionslos)	Tiefe (cm)	Mittlere Korngröße (µm)	kritische Strömungsgeschwindigkeit (cm/s)
0	1225	0.02		8	13.25	22.81
2				13	14.08	25.586
4	1503			18	0.877	0.07385
6		1.62	18	23	1.614	17.203
8		1.63	21	28	11.45	21.738
10	1537	1.59	22	33	12.92	14.142
12	1498	1.59	22	38	10.37	4.053
14		1.59	23	43	5.677	17.027
16		1.59	22	48	11.39	23.139
18		1.59	22	53	13.35	8.0822
20		1.59	22	58	7.878	17.499
22		1.61	21	63	11.55	0.54376
24		1.62	22	68	2.255	0.54535
26	1551	1.61	21	73	2.258	0.14362
28	1541	1.62	21	78	1.216	0.15684
30	1489	1.63	21	83	1.268	0.7179
32	1540	1.65	22	88	2.56	10.811
34	1541	1.63	22	93	9.076	0.56564
36	1482	1.62	23	98	2.296	13.03
38	1326	1.65	22	103	9.954	1.3638
40	1320	1.63	22	107	3.432	0.67262
42	1262	1.62	22	112	2.485	2.4542
44	1343	1.63	22	117	4.496	0.17047
46	1480	1.63	22	122	1.319	8.7097
48	1440	1.62	23	127	8.168	12.367
50	1302	1.63	22	132	9.699	0.26259
52		1.63	23	137	1.614	13.051
54		1.61	23	142	9.962	2.2114
56		1.6	24	147	4.285	6.3582
58		1.58	24	152	7.022	7.6041
60		1.59	24	157	7.65	9.7417
62		1.59	23	162	8.625	0.38227
64		1.58	24	167	1.919	10.115
66		1.58	24	172	8.785	11.541
68		1.58	24	177	9.373	8.7559
70		1.57	23	182	8.189	0.066504
72		1.58	23	187	0.831	0.391
74		1.59	23	192	1.939	1.59
76		1.58	23	197	3.682	9.338
78		1.58	23	203	8.449	3.4506
80		1.57	22	208	5.266	5.8973
82		1.57	22	213	6.775	12.491
84		1.57	22	218	9.747	9.5664
86		1.56	21	223	8.549	4.6545
88		1.57	21	228	6.058	6.5226
90		1.57	20	233	7.108	7.9804

92		1.55	20	238	7.83	10.957
94		1.55	20	243	9.136	11.954
96		1.55	21	248	9.537	9.7301
98		1.55	21	253	8.62	9.8903
100	1475	1.56	23	258	8.689	10.736
102	1470	1.57	24	265	9.045	8.6021
104	1470	1.56	22	268	8.119	12.998
106	1470	1.55	20	273	9.942	8.8488
108	1388	1.54	20	278	8.231	8.2682
110	1102	1.54	20	283	7.965	10.888
112	1120	1.54	20	288	9.108	23.238
114	1241	1.54	20	293	13.38	14.663
116	1316	1.55	20	298	10.56	9.9463
118	1384	1.55	19	303	8.713	12.62
120	1347	1.55	20	307	9.797	1.0277
122	1386	1.54	20	312	-3.014	24.436
124	1387	1.55	20	322	13.74	11.868
126	1429	1.54	20	327	9.503	0.41879
128	1353	1.53	20	332	2.001	4.8809
130	1429	1.53	19	337	6.195	28.683
132	1425	1.53	19	342	14.97	1.5248
134	1428	1.54	19	347	3.612	0.018915
136	1426	1.53	19	352	-0.377	6.7671
138	1387	1.53	20	357	7.234	44.398
140	1385	1.53	19	362	19.1	1.7534
142	1427	1.53	19	367	3.851	16.531
144	1429	1.53	19	372	11.22	36.998
146	1472	1.53	19	377	17.22	57.044
148	1470	1.54	19	382	22.14	74.972
150	1471	1.54	19	387	26.22	47.775
152	1473	1.53	19	392	19.93	47.775
154	1475	1.54	19	397	19.93	33.781
156	1473	1.53	20	402	16.37	29.431
158	1473	1.54	19	408	15.18	20.057
160	1474	1.54	19	413	12.39	30.437
162	1476	1.54	20	418	15.46	0.99185
164	1477	1.55	20	423	2.967	28.435
166	1476	1.55	20	428	14.9	2.7851
168	1476	1.55	19	433	4.767	21.835
170	1475	1.56	19	438	12.95	31.017
172	1473	1.55	19	443	15.62	69.298
174	1469	1.54	19	448	24.95	65.939
176	1470	1.54	19	453	24.19	62.525
178	1469	1.55	19	458	23.41	36.692
180	1468	1.55	19	463	17.14	42.754
182	1470	1.55	18	468	18.69	1.3916
184	1471	1.54	19	473	-3.462	26.721
186	1469	1.55	18	478	14.41	1.6596
188	1468	1.55	19	483	3.755	1.1166
190	1469	1.54	19	488	3.132	0.26683
192	1470	1.55	19	493	-1.625	0.69899

194	1477	1.56	19	498	2.529	6.29
196		1.57	18	503	6.986	32.519
198	1474	1.6	17	507	16.03	0.62382
200		1.5	14	512	2.401	21.321
202		1.6	17	517	12.79	41.719
204		1.58	18	522	18.43	2.3652
206		1.55	19	527	4.42	29.217
208	1314	1.56	19	532	15.12	32.298
210	1493	1.55	20	537	15.97	30.618
212	1493	1.54	20	542	15.51	35.095
214	1493	1.54	19	547	16.72	29.969
216	1491	1.55	19	552	15.33	1.4306
218	1491	1.55	20			
220	1489	1.55	20			
222	1488	1.55	20			
224	1488	1.54	19			
226	1487	1.54	20			
228	1487	1.54	20			
230	1487	1.54	20			
232	1487	1.54	20			
234	1489	1.55	20			
236	1490	1.55	20			
238	1489	1.55	20			
240	1489	1.55	20			
242	1488	1.55	20			
244	1488	1.55	20			
246	1489	1.55	20			
248	1488	1.55	20			
250	1487	1.54	20			
252	1486	1.54	20			
254	1486	1.55	20			
256	1486	1.55	20			
258	1485	1.54	19			
260	1483	1.54	19			
262	1484	1.55	20			
264	1483	1.54	20			
266	1484	1.55	20			
268	1482	1.54	20			
270	1483	1.54	20			
272	1484	1.57	20			
274	1484	1.56	20			
276	1485	1.57	19			
278	1484	1.56	19			
280	1482	1.56	20			
282	1480	1.56	20			
284	1480	1.56	20			
286	1479	1.56	20			
288	1479	1.57	20			
290	1480	1.57	19			
292	1482	1.58	20			
294	1482	1.58	19			

296	1484	1.59	17
298	1484	1.59	17
300	1482	1.55	16
302	1479	1.57	18
304	1480	1.59	18
306	1397	1.57	19
308	1297	1.57	19
310	1299	1.57	19
312		1.56	19
314	1331	1.56	20
316	1189	1.57	20
318	1239	1.57	20
320	1240	1.58	20
322	1241	1.57	20
324	1272	1.59	20
326	1333	1.59	20
328	1445	1.6	21
330	1496	1.63	21
332	1495	1.64	21
334	1504	1.66	21
336	1507	1.67	21
338	1511	1.68	21
340	1512	1.68	21
342	1517	1.7	21
344	1521	1.7	22
346	1529	1.73	22
348	1534	1.74	22
350	1483	1.75	22
352	1438	1.74	23
354	1529	1.73	23
356	1531	1.74	24
358	1525	1.72	24
360	1536	1.75	24
362	1537	1.75	24
364	1544	1.76	24
366	1546	1.77	23
368	1559	1.79	23
370	1558	1.79	23
372	1566	1.8	23
374	1565	1.8	24
376	1563	1.8	24
378	1561	1.79	24
380	1560	1.79	23
382	1493	1.79	23
384	1567	1.82	24
386	1572	1.81	24
388	1574	1.82	24
390	1590	1.83	23
392	1625	1.88	23
394		1.88	21
396		1.89	22

398		1.92	18
400	1457		18
402	1609	1.87	20
404	1607	1.88	20
406	1596	1.87	22
408	1582	1.85	23
410	1565	1.83	23
412	1561	1.83	24
414	1559	1.82	24
416	1558	1.81	23
418	1558	1.81	24
420	1559	1.81	23
422	1557	1.81	24
424	1556	1.81	23
426	1559	1.82	23
428	1559	1.89	23
430	1566	1.83	23
432	1560	1.82	24
434	1558	1.81	24
436	1558	1.82	24
438	1554	1.81	24
440	1556	1.81	24
442	1548	1.8	24
444	1549	1.81	24
446	1551	1.8	24
448	1544	1.79	24
450	1554	1.81	24
452	1565	1.83	25
454	1572	1.84	25
456	1580	1.85	25
458	1591	1.87	25
460	1598	1.87	24
462	1590	1.85	25
464	1589	1.85	24
466	1595	1.86	25
468	1555	1.81	24
470	1546	1.79	24
472	1546	1.79	25
474	1549	1.88	25
476	1551	1.8	25
478	1547	1.8	26
480	1539	1.78	25
482	1532	1.77	26
484	1537	1.77	25
486	1530	1.75	25
488	1526	1.74	25
490	1519	1.72	24
492	1514	1.72	24
494		1.72	24
496		1.75	23
498		1.84	19

500	1527		18
502	1522		20
504	1517	1.73	24
506	1516	1.7	26
508	1520	1.71	27
510	1523	1.71	27
512	1523	1.71	29
514	1526	1.7	30
516	1532	1.7	29
518	1546	1.71	29
520	1548	1.75	28
522	1541	1.75	28
524	1559	1.73	27
526	1563	1.77	26
528	1574	1.76	26
530	1581	1.79	26
532	1578	1.8	26
534	1582	1.78	25
536	1563	1.8	26
538	1567	1.76	25
540	1563	1.77	25
542	1559	1.76	25
544	1555	1.75	25
546	1555	1.75	24
548	1561	1.75	25
550	1565	1.76	24
552	1559	1.77	23
554	1553	1.75	23
556	1551	1.83	23
558	1549	1.74	23
560	1545	1.73	22
562	1551	1.73	21
564	1549	1.75	20
566	1487	1.72	16
568		1.69	

**Tabelle A-2:** Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/16.

Tiefe (cm)	Kompressionswellen-Geschwindigkeit (cm/s)	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )	Magnetische Suszeptibilität (dimensionslos)	Tiefe (cm)	Mittlere Korngröße (µm)	kritische Strömungsgeschwindigkeit (cm/s)
2				7	23.02	60.831
8		1.66	24	22	1.739	0.30859
10		1.67	25	27	13.18	22.581
12	1433	1.68	25	32	11.27	16.676
14		1.69	25	37	5.174	3.3225
16	1563	1.71	24	42	10.04	13.257
20	1552	1.69	24	52	12.77	21.258
22	1546	1.68	23	57	11.84	18.367
26	1530	1.65	24	67	12.04	18.975
28	1524	1.64	24	72	11.41	17.086
30	1522	1.63	24	77	2.573	0.72591
32	1521	1.63	25	82	1.285	0.16131
34	1519	1.62	25	87	8.863	10.3
36	1516	1.61	24	92	8.189	8.7559
38	1513	1.61	25	97	4.495	2.453
40	1512	1.61	24	102	11.75	18.096
42	1509	1.6	24	107	14.53	27.137
46	1509	1.6	24	117	1.431	0.20276
50	1507	1.59	20	127	13.72	24.369
54	1512	1.6	23	137	20.6	50.545
56	1513	1.59	23	142	26.39	75.737
58	1507	1.59	23	147	22.53	58.716
60	1505	1.58	23	152	10.89	15.586
62	1505	1.59	23	157	12.77	21.258
64	1505	1.59	22	167	14.41	26.721
66	1505	1.58	22	172	15.69	31.272
68	1504	1.58	22	177	12.3	19.777
70	1502	1.58	22	182	13.1	22.321
72	1502	1.57	22	187	13.14	22.451
74	1500	1.57	22	197	13.42	23.37
78	1504	1.6	21	202	11.08	16.127
80	1505	1.59	22	207	14.14	25.791
82	1500	1.57	22	212	16.89	35.739
84	1497	1.57	22	217	13.41	23.337
86	1497	1.56	22	222	11.54	17.469
88	1498	1.58	22	232	16.73	35.133
90	1498	1.57	23			
92	1497	1.57	22			
94	1498	1.57	23			
96	1499	1.58	24			
98	1500	1.58	24			
100	1492	1.57	25			
102	1464	1.58	26			
104	1464	1.59	25			
106	1465	1.6	24			

---

108	1465	1.6	23
110	1465	1.59	22
112	1466	1.6	23
114	1471	1.61	23
116	1475	1.62	24
118	1477	1.62	23
120	1481	1.63	24
122	1482	1.63	24
124	1488	1.66	23
126	1493	1.67	24
128	1498	1.68	24
130	1506	1.7	24
132	1512	1.7	24
134	1519	1.72	23
136	1536	1.75	23
138	1548	1.77	23
140	1560	1.78	24
142	1566	1.8	24
144	1567	1.8	24
146	1569	1.81	25
148	1570	1.8	26
150	1512	1.69	27
152	1507	1.67	28
154	1508	1.68	29
156	1511	1.67	29
158	1530	1.74	30
160	1555	1.77	30
162	1554	1.77	30
164	1561	1.78	29
166	1569	1.8	28
168	1571	1.81	28
170	1573	1.82	29
172	1566	1.79	28
174	1564	1.79	28
176	1557	1.78	28
178	1560	1.79	28
180	1561	1.8	28
182	1561	1.79	28
184	1557	1.78	28
186	1558	1.79	28
188	1559	1.79	28
190	1561	1.89	27
192	1558	1.78	26
194	1546	1.79	27
196		1.79	26
198		1.83	22
200	1533		21
202	1520		22
204	1518	1.78	23
206	1518	1.85	25
208	1530	1.78	25



---

210	1542	1.8	24
212	1532	1.81	25
214	1539	1.8	24
216	1520	1.81	24
218	1514	1.76	23
220	1528	1.76	23
222	1521	1.8	24
224	1530	1.76	24
226	1528	1.77	24
228	1532	1.86	24
230	1549	1.77	24
232	1556	1.8	24
234	1577	1.83	22
236		1.82	19
238			16

**Tabelle A-3:** Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/22.

Tiefe (cm)	Kompressionswellen-Geschwindigkeit (cm/s)	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )	Magnetische Suszeptibilität (dimensionslos)	Tiefe (cm)	Mittlere Korngröße (µm)	kritische Strömungsgeschwindigkeit (cm/s)
0	1511	1.55		2	8.303	9.0091
2	1507	1.54		7	19.38	45.531
4	1505	1.55		12	18.11	40.456
6	1505	1.54	16	17	20.42	49.797
8	1505	1.54	18	22	20.54	50.296
10	1504	1.55	20	27	13.18	22.581
12	1506	1.54	20	32	22.69	59.405
14	1505	1.53	21	37	19.71	46.874
16	1502	1.53	20	42	19.17	44.681
18	1502	1.53	20	47	17	36.157
20	1506	1.53	20	52	19.82	47.324
22	1504	1.53	21	57	19.35	45.409
24	1504	1.52	20	62	14.93	28.541
26	1505	1.51	20	67	15.91	32.077
28	1502	1.52	20	72	14.42	26.755
30	1503	1.51	19	77	10.11	13.443
32	1501	1.51	19	82	12.66	20.907
34	1503	1.51	19	87	12.62	20.781
36	1503	1.52	19	92	12.61	20.749
38	1504	1.51	19	97	12.99	21.964
40	1504	1.51	20	102	12.99	21.964
42	1504	1.52	19	107	10.79	15.304
44	1504	1.52	20	112	12.99	21.964
46	1504	1.52	20	117	15.78	31.601
48	1504	1.52	21	122	1.661	0.2794
50	1504	1.52	21	127	8.786	10.118
52	1504	1.52	20	132	8.853	10.276
54	1504	1.54	20	137	8.785	10.115
56	1506	1.53	21	142	9.515	11.898
58	1506	1.53	21	147	8.649	9.7973
60	1506	1.52	21	152	8.423	9.2791
62	1503	1.56	21	157	10.9	15.614
64	1509	1.56	22	162	10.95	15.756
66	1510	1.57	22	167	12.43	20.182
68	1512	1.58	22	172	12.59	20.686
70	1514	1.59	22	177	12.63	20.812
72	1514	1.59	22	182	16.46	34.118
74	1517	1.61	22	187	15.78	31.601
76	1524	1.63	23	192	13.27	22.876
78	1528	1.63	23	197	8.519	9.4976
80	1528	1.64	23	202	2.265	0.54906
82	1531	1.64	23	207	7.922	8.176
84	1532	1.65	24	212	9.734	12.457
86	1533	1.66	24	217	11.22	16.531
88	1536	1.66	24	222	10.68	14.996
90	1536	1.67	24	227	9.236	11.202

92		1.59	19	232	22.69	59.405
94		1.56	21	237	10.29	13.925
96	1503	1.58	21	242	14.54	27.172
98	1501	1.59	21	247	13.72	24.369
100	1501	1.57	18	252	13.51	23.668
102	1498	1.58	21	257	12.15	19.313
104	1495	1.58	21			
106	1496	1.57	21			
108	1499	1.57	21			
110	1495	1.58	21			
112	1494	1.57	21			
114	1494	1.57	20			
116	1491	1.57	20			
118	1490	1.56	20			
120	1488	1.56	20			
122	1489	1.56	20			
124	1489	1.56	20			
126	1489	1.56	20			
128	1489	1.56	21			
130	1489	1.56	21			
132	1488	1.56	21			
134	1488	1.56	22			
136	1489	1.56	21			
138	1489	1.56	22			
140	1489	1.56	22			
142	1490	1.57	22			
144	1490	1.57	22			
146	1489	1.56	23			
148	1489	1.56	23			
150	1488	1.57	22			
152	1492	1.56	23			
154	1496	1.58	23			
156	1500	1.6	23			
158	1502	1.61	23			
160	1503	1.61	24			
162	1507	1.62	24			
164	1511	1.63	24			
166	1515	1.65	25			
168	1517	1.65	25			
170	1520	1.67	25			
172	1522	1.68	25			
174	1525	1.68	25			
176	1526	1.69	25			
178	1530	1.7	25			
180	1533	1.69	24			
182	1531	1.7	23			
184		1.7	22			
186		1.69	20			
188		1.74	16			
190		1.71	15			
192	1551		20			

---

194	1529	1.72	23
196	1504	1.68	25
198	1505	1.66	25
200	1502	1.68	26
202	1507	1.69	25
204	1512	1.7	27
206	1514	1.71	27
208	1522	1.71	28
210	1529	1.73	28
212	1542	1.75	28
214	1564	1.77	28
216	1568	1.79	29
218	1575	1.8	29
220	1563	1.81	31
222	1550	1.78	31
224	1539	1.77	32
226	1540	1.74	33
228	1540	1.74	34
230	1538	1.73	36
232	1531	1.73	36
234	1542	1.71	36
236	1555	1.74	36
238	1563	1.77	34
240	1562	1.78	32
242	1586	1.78	31
244	1579	1.82	30
246	1578	1.89	29
248	1572	1.82	29
250	1576	1.81	28
252	1570	1.81	27
254	1572	1.79	27
256	1569	1.8	26
258	1575	1.8	23
260	1536	1.79	21
262		1.42	15

**Tabelle A-4:** Loggingdaten und Daten der sedimentologischen Analysen des Kerns M39/36.

Tiefe (cm)	Kompressionswellen-Geschwindigkeit (cm/s)	Dichte (g/cm <sup>3</sup> )	Magnetische Suszeptibilität (dimensionslos)	Tiefe (cm)	Mittlere Korngröße (µm)	kritische Strömungsgeschwindigkeit (cm/s)
0			12	1	7.618	7.5381
2		1.4	15	5	5.719	4.1173
4	1484	1.43	17	10	8.315	9.0359
6	1482	1.41	17	15	7.367	7.0297
8	1483	1.41	10	20	13.39	23.271
10	1438	1.4	17	25	3.159	1.1378
12	1482	1.4	18	30	7.651	7.6062
14	1481	1.4	17	35	6.348	5.1399
16	1484	1.43	17	40	7.021	6.3563
18	1481	1.42	18	45	4.096	2.0051
20	1439	1.44	18	50	-1.583	0.25218
22	1440	1.44	18	55	5.211	3.3737
24	1439	1.44	18	65	3.319	1.2676
26	1441	1.44	17	70	2.989	1.008
28	1440	1.44	18	75	13.44	23.436
30	1399	1.42	17	80	3.59	1.5046
32	1365	1.43	18	85	6.148	4.8026
34	1366	1.45	19	90	11.99	18.822
36	1365	1.45	18	101	3.54	1.4593
38	1365	1.44	18	106	7.615	7.5319
40	1365	1.46	18	111	4.622	2.6053
42	1369	1.45	18	116	4.449	2.3989
44	1306	1.44	18	121	6.55	5.4919
46	1337	1.45	18	126	5.534	3.8379
48	1307	1.45	19	131	8.17	8.7141
50	1306	1.44	20	136	6.691	5.7443
52	1308	1.46	20	141	7.557	7.413
54	1339	1.47	21	146	7.214	6.728
56	1341	1.48	23	151	1.624	0.26612
58	1341	1.49	22	156	7.085	6.4785
60	1312	1.5	22	161	6.554	5.499
62	1344	1.49	21	166	6.437	5.2936
64	1345	1.49	22	171	6.88	6.0912
66	1346	1.48	21	176	7.234	6.8001
68	1345	1.49	21	181	7.927	8.1867
70	1344	1.48	21	186	8.383	9.1887
72	1343	1.49	21	191	8.918	10.431
74	1314	1.5	22	200	8.991	10.605
76	1315	1.49	21	210	4.686	2.6839
78	1314	1.49	21	215	-3.813	1.7181
80	1313	1.49	20	220	-0.172	0.010412
82	1315	1.49	20	225	3.115	1.1034
84	1315	1.49	19	230	6.851	6.0373
86	1314	1.5	20	235	5.609	3.95
88	1313	1.49	19	240	7.535	7.3682
90		1.49	18	245	2.733	0.8285

92		1.5	16	250	5.611	3.953
94		1.53	13	255	5.795	4.2349
96			9	260	8.312	9.0292
98			12	265	5.589	3.9199
100		1.51	16	270	4.153	2.0662
102	1370	1.52	18	275	7.922	8.176
104	1138	1.51	19	280	-0.559	0.032876
106	1190	1.5	21	285	8.886	10.354
108	1171	1.52	21	290	8.021	8.3889
110	1168	1.5	21	295		
112	1192	1.5	18	300	2.126	0.47804
114	1192	1.48	19	305	1.309	0.16775
116	1194	1.51	19	310	7.462	7.2202
118	1196	1.52	19	314	7.957	8.251
120	1215	1.49	19	319	8.002	8.3479
122	1215	1.51	19	324	7.846	8.0143
124	1215	1.52	19	329	8.661	9.8252
126	1214	1.5	18	334	-6.53	5.4772
128	1214	1.51	19	339		
130	1238	1.51	19	344	6.094	4.7135
132	1237	1.52	18	349	5.74	4.1496
134	1243	1.52	18	354	7.688	7.6829
136	1240	1.52	19	359	10.27	13.871
138	1245	1.54	18	364	6.607	5.5933
140	1271	1.56	19	369	6.603	5.5861
142	1269	1.54	19	379	0.176	0.010488
144	1268	1.54	18	384	5.968	4.5087
146	1239	1.51	18	389	0.446	0.023379
148	1240	1.51	18	394	4.881	2.9307
150	1237	1.53	19	399	5.714	4.1096
152	1266	1.5	19	404	7.434	7.1638
154	1239	1.54	19	414	6.224	4.9295
156	1235	1.52	19	418	6.912	6.1509
158	1236	1.53	19	423	-0.653	0.042722
160	1266	1.54	19	428	6.592	5.5665
162	1264	1.55	19	433	6.546	5.4848
164	1286	1.52	18	438	8.015	8.3759
166	1354	1.39	17	443	8.205	8.7913
168	1416		18	448	7.808	7.934
170	1410	1.52	18	453	8.182	8.7405
172	1385	1.53	19	458	7.043	6.3982
174	1387	1.5	19	463	7.096	6.4996
176	1353	1.54	19	468	8.277	8.9511
178	1354	1.55	19	473	5.884	4.3747
180	1352	1.49	19	478	7.798	7.9129
182	1349	1.54	19	483	7.371	7.0377
184	1385	1.54	20	488	8.47	9.3858
186	1388	1.56	19	493	10.52	14.553
188	1312	1.55	19	498	8.101	8.5628
190		1.56	20	503	7.85	8.0228
192		1.52	18	508	6.813	5.9671

194		1.61	16	513	7.453	7.202
196			13	518	5.496	3.7817
198			16	522	7.051	6.4134
200			18	527	7.485	7.2666
202	1326		18	532	10.69	15.024
204			18	537	9.392	11.589
205	1502		17	542	9.622	12.17
207	1503		20	547	11.07	16.099
209	1501	1.62	21	557	7.779	7.873
211		1.61	21	562	6.653	5.6757
213		1.58	20	567	8.019	8.3846
215	1512	1.61	21	572	8.44	9.3176
217	1509	1.61	21	577	7.699	7.7057
219	1509	1.59	21	582	-1.75	0.31324
221	1517	1.59	21	587	6.193	4.8776
223	1372	1.59	21	592	5.753	4.1697
225	1502	1.58	21	597	-6.301	5.0772
227	1503	1.57	21	602	6.301	5.0597
229	1514	1.57	21	607	-10.73	15.335
231	1516	1.58	22	612	9.323	11.417
233	1516	1.58	22	617	4.25	2.1724
235	1516	1.57	21	626	6.733	5.8205
237	1517	1.57	21	631	-0.826	0.065886
239	1521	1.58	22	636	6.32	5.092
241	1523	1.57	21	641	11.45	17.203
243	1526	1.57	21	646	7.417	7.1296
245	1524	1.58	21	651	2.777	0.858
247	1523	1.58	22	656	7.458	7.2121
249	1523	1.56	22	661	0.536	0.030664
251	1523	1.57	21	666	8.089	8.5366
253	1527	1.57	21	671	1.216	0.14362
255	1532	1.58	23	676	1.794	0.33017
257	1534	1.6	22	681	7.423	7.1417
259	1538	1.6	23	686	14.28	26.272
261	1542	1.61	23	691	-0.564	0.033353
263	1540	1.63	23	696	9.826	12.695
265	1539	1.62	23	701	5.998	4.5571
267	1546	1.62	23	706	7.64	7.5835
269	1549	1.63	23			
271	1551	1.62	23			
273	1553	1.61	23			
275	1550	1.62	22			
277	1547	1.63	22			
279	1546	1.61	21			
281	1548	1.61	21			
283	1549	1.62	21			
285	1551	1.61	21			
287	1547	1.62	21			
289	1547	1.61	22			
291	1551	1.61	22			
293	1544	1.63	21			

295	1542	1.6	21
297	1539	1.6	22
299	1538	1.61	22
301	1541	1.62	24
303	1520	1.63	23
305		1.61	22
307	1508	1.62	21
309			19
311			21
313		1.66	23
315		1.64	23
317		1.64	22
319	1378	1.64	22
321	1377	1.59	22
323	1521	1.6	21
325	1520	1.61	22
327	1519	1.6	21
329	1524	1.59	22
331	1539	1.61	21
333	1531	1.64	22
335	1522	1.62	21
337	1526	1.6	21
339	1533	1.61	20
341	1521	1.63	20
343	1518	1.59	20
345	1517	1.59	21
347	1520	1.59	20
349	1523	1.6	21
351	1523	1.6	21
353	1530	1.59	20
355	1531	1.6	21
357	1535	1.6	20
359	1535	1.61	21
361	1531	1.6	21
363	1532	1.59	20
365	1537	1.56	21
367	1539	1.6	20
369	1539	1.6	21
371	1537	1.6	21
373	1540	1.58	21
375	1542	1.6	21
377	1542	1.59	21
379	1542	1.6	21
381	1541	1.6	20
383	1540	1.61	20
385	1541	1.61	20
387	1540	1.6	20
389	1537	1.6	20
391	1539	1.59	20
393	1539	1.6	19
395	1539	1.6	19



397	1539	1.6	20
399	1538	1.6	19
401	1538	1.59	20
403	1540	1.6	19
405	1537	1.61	21
407	1524	1.62	19
409		1.62	19
411		1.63	18
413		1.65	17
415	1432		19
417		1.63	20
419		1.62	19
421	1371	1.59	21
423	1214	1.6	20
425	1210	1.6	20
427	1208	1.54	20
429	1205	1.59	20
431	1209	1.61	20
433	1233	1.6	19
435	1192	1.6	20
437	1167	1.62	20
439	1122	1.61	19
441	1185	1.6	19
443	1183	1.6	18
445	1155	1.61	19
447	1137	1.59	19
449	1134	1.6	18
451	1137	1.61	19
453	1135	1.6	19
455	1134	1.6	19
457	1176	1.61	18
459	1173	1.61	18
461	1238	1.6	18
463	1299	1.61	18
465	1300	1.61	18
467	1302	1.61	18
469	1303	1.59	17
471	1300	1.61	17
473	1302	1.61	17
475	1251	1.61	18
477	1229	1.61	18
479	1149	1.61	18
481	1178	1.61	19
483	1248	1.61	19
485	1418	1.61	20
487	1265	1.62	20
489	1165	1.63	21
491	1391	1.65	21
493	1390	1.65	22
495	1266	1.64	22
497	1252	1.65	20

---

499	1191	1.65	23
501	1282	1.65	23
503	1443	1.65	22
505	1436	1.63	20
507	1377	1.62	19
509	1500	1.62	19
511	1432	1.62	18
513		1.62	17
515		1.63	16
517		1.65	16
519		1.65	17
521		1.67	17
523	1375	1.64	17
525	1510	1.62	19
527	1510	1.62	19
529	1514	1.62	20
531	1521	1.63	21
533	1530	1.64	21
535	1529	1.66	21
537	1529	1.65	22
539	1524	1.65	22
541	1523	1.64	21
543	1527	1.63	22
545	1527	1.66	21
547	1532	1.65	21
549	1525	1.66	20
551	1507	1.67	21
553	1499	1.63	20
555	1498	1.62	21
557	1497	1.62	20
559	1496	1.61	20
561	1496	1.63	20
563	1495	1.61	21
565	1495	1.62	20
567	1494	1.62	19
569	1495	1.62	20
571	1493	1.62	19
573	1492	1.61	20
575	1494	1.62	19
577	1495	1.61	20
579	1496	1.62	19
581	1497	1.62	19
583	1495	1.63	20
585	1496	1.62	19
587	1494	1.61	20
589	1496	1.62	20
591	1498	1.62	19
593	1495	1.61	20
595	1499	1.62	20
597	1499	1.62	20
599	1502	1.63	20

601	1502	1.65	20
603	1512	1.62	20
605	1521	1.65	21
607	1514	1.66	20
609	1513	1.65	20
611	1507	1.65	20
613	1498	1.65	20
615		1.64	20
617		1.65	19
619		1.66	13
621			15
623		1.67	18
625		1.65	19
627		1.64	22
629	1565	1.66	22
631	1564	1.65	23
633	1561	1.66	23
635	1565	1.65	23
637	1571	1.66	22
639	1559	1.65	23
641	1550	1.65	22
643	1549	1.64	23
645	1550	1.64	23
647	1553	1.66	23
649	1551	1.64	22
651	1551	1.65	22
653	1550	1.64	23
655	1551	1.65	23
657	1551	1.66	23
659	1548	1.64	23
661	1551	1.65	23
663	1550	1.65	23
665	1548	1.64	22
667	1547	1.63	23
669	1545	1.62	22
671	1548	1.64	22
673	1545	1.62	22
675	1544	1.62	22
677	1546	1.62	22
679	1545	1.61	23
681	1501	1.62	22
683	1500	1.6	22
685	1384	1.65	23
687	1293	1.64	22
689	1266	1.64	23
691	1190	1.64	23
693	1215	1.64	23
695		1.64	23
697		1.63	23
699	1102	1.61	22
701		1.61	21

---

703	1249	1.57	20
705	1105	1.57	18
707		1.47	15
709	1115		
711		0.18	
713		0.13	
715	1838	0.16	
717		0.17	