

INAUGURAL – DISSERTATION
zur Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich - Mathematischen Gesamtfakultät
der
Ruprecht – Karls - Universität
Heidelberg

vorgelegt von

Diplom-Mineralogin Marina Bordne-Madadaki

aus Kreta, Griechenland

2001

**Geochemische und sedimentologische Untersuchungen
an Sedimenten des Messiniakos Kolpos,
Peloponnes (Griechenland)**

Gutachter: Prof. Dr. German Müller
Prof. Dr. Dietrich Heling

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
1	EINLEITUNG	1
2	ZIELSETZUNG	3
3	GEOGRAPHIE UND GEOLOGIE	4
3.1	Geographischer Überblick Griechenlands	4
3.1.1	Klima	6
3.1.2	Flora und Fauna	6
3.1.3	Geologie	7
3.2	Einzugs- und Arbeitsgebiet	11
3.2.1	Geographie und Geologie	11
3.2.2	Pindos-Zone	13
3.2.3	Plattenkalk-Serie	14
3.2.4	Gavroro-Tripolitsa-Zone	16
3.2.5	Das Arbeitsgebiet	16
4	METHODIK	22
4.1	Probenahme	22
4.1.2	Probenaufbereitung	24
4.2	Sedimentanalytik	25
4.2.1	Granulometrie	25
4.2.2	Karbonatbestimmung	26
4.2.3	Metallmessungen	26
4.2.4	Nährstoffe	27
4.2.4.1	Bestimmung von organisch C und Gesamtschwefel	27
4.2.4.2	Bestimmung von Gesamt-N	27
4.2.4.3	Phosphatbestimmung	28
4.2.5	Mineralogische Analysen mittels Röntgendiffraktometrie (XRD)	28
4.2.6	Bewertungsunterlagen	29
5	ERGEBNISSE DER OBERFLÄCHENSEDIMENTE	32
5.1	Granulometrie	32
5.2	Karbonatbestimmung	34
5.3	Metallgehalte der Oberflächensedimente in der Fraktion < 20 µm	35
5.3.1	Eisen	35
5.3.2	Mangan	36
5.3.3	Kobalt	36
5.3.4	Chrom	37
5.3.5	Nickel	38
5.3.6	Kupfer	38
5.3.7	Blei	39
5.3.8	Zink	40
5.3.9	Cadmium	40

5.3.10	Quecksilber	41
5.3.11	Silber	42
5.4	NÄHRSTOFFE DER OBERFLÄCHENSEDIMENTE	43
5.4.1	Organischer Kohlenstoff	43
5.4.2	Gesamtstickstoff	44
5.4.3	C / N-Verhältnis	44
5.4.4	Gesamtphosphat	45
5.4.5	Schwefel	46
5.4.6	Mineralogische Zusammensetzung der Sedimente des Messiniakos	46
6	GEOCHEMISCHE ANALYSEN DER SEDIMENTKERNE	47
6.1	Granulometrie	47
6.2	Karbonatbestimmung	50
6.3	Metallgehalte der Sedimentkerne in der <20 µm	51
6.3.1	Eisen	51
6.3.2	Mangan	52
6.3.3	Kobalt	53
6.3.4	Chrom	54
6.3.5	Nickel	55
6.3.6	Kupfer	56
6.3.7	Blei	57
6.3.8	Zink	58
6.3.9	Cadmium	59
6.3.10	Quecksilber	60
6.3.11	Silber	61
6.4	Nährstoffe	62
6.4.1	Organischer Kohlenstoff	62
6.4.2	Gesamtstickstoff	63
6.4.3	C / N-Verhältnis	64
6.4.4	Gesamtphosphat	65
6.4.5	Schwefel	66
7	DISKUSSION	67
7.1	Granulometrie	67
7.2.	Karbonat	74
7.3	Metallkonzentrationen in den Sedimente des Messiniakos	78
7.3.1	Eisen	78
7.3.2	Mangan	83
7.3.3	Kobalt	88
7.3.4	Chrom	93
7.3.5	Nickel	98
7.3.6	Kupfer	103
7.3.7	Blei	108
7.3.8	Zink	113
7.3.9	Cadmium	118
7.3.10	Quecksilber	122

7.3.11	Silber	127
7.4	Vergleichende Betrachtung	131
7.5	Nährstoffe	141
7.5.1	Organischer Kohlenstoff	141
7.5.2	Gesamtstickstoff	146
7.5.3	C / N-Verhältnis	151
7.5.4	Gesamtphosphat	155
7.5.5	Schwefel	160
7.5.5.1	Tonminerale	165
8	ZUSAMMENFASSUNG	168
9	LITERATURVERZEICHNIS	170
	Anhang	

1 EINLEITUNG

Mutter Erde, weshalb bist du nicht unerschöpflich?
Warum beschenkst du uns nicht reichlich mit allem, was wir von dir haben wollen?
Wir sind deine verwöhnten Kinder
Wir haben fest an Amaltheias Füllhorn geglaubt
Doch dieses erwies sich als eine großartige Lüge
Und wir wurden mit dem flammenden, blitzenden Schwert
Vom Paradies der maßlosen Genüsse hinausgetrieben.
Wir missachteten unsere menschliche Substanz und sündigten.....
Ahnungslose und ungehobelte Ketzler der Harmonie vergessen wir das wertvollste auf
Erden, das Gleichgewicht (GEORGOPULOS, 1998)

Vor etwa 25 Jahren vermittelten Bücher, die sich mit dem Verhältnis zwischen dem Menschen und dem Planeten Erde beschäftigten, depressive Botschaften und apokalyptische Prophezeiungen. Diese Bücher sagten eine chaotische Zukunft, die auf die Menschheit lauerte, voraus. Üblicherweise wurden drei Einflussfaktoren für diese katastrophale Entwicklung genannt:

- die Ignoranz, mit der die Wissenschaftler den Naturgesetzen gegenübertraten,
- die Kurzsichtigkeit der Regierungen ökologische Angelegenheiten betreffend
- und
- die gleichgültige Haltung der gesamten Erdbevölkerung ihrer Umwelt gegenüber.

Die Menschen vor zweieinhalb Jahrzehnten dachten genauso wie die Menschen heute und erkannten die gleichen Anzeichen, nämlich dass die Menschheit im Laufe der Jahrzehnte zunehmend mit den Naturgesetzen in Konflikt gerät. Zu diesem Konflikt trägt besonders die weitverbreitete Einstellung bei, dass der Mensch an der Schwelle zum Goldenen Zeitalter der Technik unaufhörlich Güter produzieren kann, indem er billig zu erzeugende Energie und immense Mengen natürlich vorkommender Vorräte verbraucht. Auf Grund dieser Einstellung wird als selbstverständlich angenommen, dass der Gewinn durch die jeweils erzielten technischen Vorteile, die sozialen und ökologischen Kosten überwiegt und dass, je größer das wirtschaftliche Wachstum ist, desto sicherer der Wohlstand weltweit sein wird. Wiederholte Entdeckungen haben aber doch die enge Beziehung zwischen dem Menschen und seiner natürlichen Umgebung bewiesen. Dabei stellte sich leider heraus, dass der Mensch diese häufig missbraucht. Die oben genannte Einstellung wurde somit hinterfragt.

Der Mensch ist ein Teil der Natur, nicht ihr Herrscher. Er ist von seiner natürlichen Umgebung abhängig:

- abhängig von der natürlichen Aufnahmefähigkeit fester (Mülldeponien) und flüssiger Abfallstoffe,
- abhängig von den tropischen Wäldern und deren wichtigen Rolle bei der Erhaltung der sogenannten genetischen Informationsbibliothek,
- abhängig von den marinen Ökosystemen, die den Menschen mit 20 % des von ihm verbrauchten Eiweißes beliefern,
- abhängig von der Flora, besonders vom Baumbestand, der Überflutungen und Erosion verhindert,
- abhängig von Boden und Wasser, das eine der wesentlichen Voraussetzungen für die Entstehung von Leben ist.

Alle hier erwähnten Ökosysteme werden auf unterschiedliche Weise ausgebeutet und mit verschiedenen Schadstoffen belastet, so dass dadurch nicht nur die Lebensmittelproduktion gefährdet wird, sondern es auch zu schwerwiegenden Umweltproblemen und zur Beeinträchtigung der menschlichen Gesundheit führen kann.

Ihre Belastung wird durch Emissionen organischer Schadstoffe, natürlicher und künstlicher Radionuklide und Schwermetalle hervorgerufen. Ein großer Teil der Schwermetalle gelangt in die Gewässer und von dort in die Sedimente, die ein Depot für viele Schad- und Spurenelemente darstellen. Aus diesem Grund sind die Sedimente als Spiegel zeitlicher und räumlicher Veränderungen in Aktuogeologie und Geowissenschaften bereits seit längerem Gegenstand der Forschung.

Die bedrohliche Verschmutzung der Binnengewässer in dichtbesiedelten und hochindustrialisierten Regionen greift zunehmend auf den marinen Raum über. Gefährdet sind vor allem Küstengebiete und Randmeere, in denen große Schmutzfrachten aus dem Binnenland auf einen Wasserkörper von geringer Tiefe treffen.

In den letzten Jahren wurde deutlich, dass diese Ökosysteme nicht unbegrenzt belastbar sind. Die Öffentlichkeit wurde für Umweltfragen sensibilisiert.

Ökologie steht "mehr" im Mittelpunkt als früher.

2 ZIELSETZUNG

Im Jahre 1989 wurden vom Ozeanographischen Institut Athen unter der Leitung von Dr. Chronis rezente marine Sedimente in verschiedenen Gebieten des Ägäischen Meeres untersucht, um die Belastung mit umweltrelevanten Schadstoffen zu erfassen. Forschungsobjekt der vorliegenden Arbeit ist der Golf von Messiniakos. Durch die Entnahme von Oberflächensedimentproben und Sedimentkernen und deren sedimentologischer und geochemischer Untersuchung sollte versucht werden, differenzierte Aussagen über die Sedimentlithologie, die Schwermetall- und Nährstoff - Situation im Untersuchungsgebiet zu treffen.

Der Schadstoffeintrag durch die in den Golf mündenden Zuflüsse, besonders durch den Pamissos Fluß, sollte erfaßt und lokale Verschmutzungen aufgespürt werden. Anthropogen verursachte Veränderungen durch Schwermetalle und andere Schadstoffe im marinen Bereich sollten erkundet werden.

Zum mineralogischen Teil der Untersuchungen gehört die Ermittlung der Zusammensetzung des Sediments und die qualitative Bestimmung der wichtigsten Tonmineralien mittels Röntgendiffraktometrie.

Die Tonmineralien sind im Gegensatz zu den anderen Komponenten der Sedimente, vor allem Quarz und Feldspäte, vielfältig, da sie in Verwitterungszonen neu gebildet werden und somit Auskunft über die Einzugsgebiete geben können.

3 GEOGRAPHIE UND GEOLOGIE

3.1 Geographischer Überblick Griechenlands

Griechenland liegt in Südosteuropa, das aus dem südlichsten Teil der Balkanhalbinsel und zahlreichen Inseln besteht. Die Gesamtfläche des Landes beträgt 131.957 km², davon entfällt ein Fünftel auf die Inseln im Ionischen und Ägäischen Meer, die eine natürliche Brücke nach Kleinasien bilden.

Griechenland erstreckt sich von Norden nach Süden über rund 750 km, von Westen nach Osten über etwa 900 km. Der Festlandsanteil Griechenlands besteht im Norden aus den Gebieten Thrakien und Makedonien, im Zentrum aus Epirus, Thessalien und Mittelgriechenland und im Süden aus dem Peloponnes, einer Halbinsel, die mit dem übrigen Festland durch die Landbrücke von Korinth verbunden ist. Der 1983 fertig gestellte Kanal von Korinth durchschneidet die Landbrücke von Korinth und macht den Peloponnes – streng genommen – zu einer Insel.

Die gesamte Küstenlänge des Landes beläuft sich auf mehr als 15.000 km. Durch die junge Bruchtektonik wurden die Küsten und die Inseln, die 20% Griechenlands ausmachen, umrissen. So dass selbst in Nordgriechenland kein Ort mehr als 140 km von der Küste entfernt ist, während sich diese Distanz in Mittelgriechenland auf 70 km, auf dem Peloponnes sogar auf nur 45 km verringert.

Griechenland wird von hohen Gebirgen geprägt. Sie sind Teile des alpidischen Helleniden–Bogens und werden durch zahlreiche Täler voneinander getrennt. Im Westteil der Festlandregion erhebt sich das Pindos–Gebirge (Smolikas), das geologisch eine Fortsetzung des Dinarischen Gebirges ist und trennt Thessalien im Osten von Epirus im Westen. Das Gebirge erreicht eine Höhe von 2.637 m und bildet die Wasserscheide zwischen Ionischem und Ägäischem Meer.

In Thessalien ist der Olympe mit 2.917 m die höchste Erhebung Griechenlands und wurde in der Antike als Sitz der Götter betrachtet.

Auf dem Peloponnes befinden sich das Olympos–Gebirge mit 2.223 m, der Taygetos mit 2.407 m und das Parnon–Gebirge mit 1.975 m Höhe; auf Kreta liegt das Gebirge Ida mit einer Erhebung von 2.498 m.

In den Gebirgsregionen befinden sich große und kleine Becken. Die meisten der größeren Becken wie Komotini, Drama und Serres liegen in Thrakien und Edhessa in Makedonien. Der größte Teil der eingesunkenen Regionen in den Helleniden liegt heute unter dem Spiegel des Mittelmeeres.

Thrakien weist eine abwechslungsreiche Topographie auf. Die Region wird von den südlichen Ausläufern der Rhodopen erreicht, zwischen denen breite Flußtäler verlaufen. Landschaftlich besonders markant ist im Norden des Landes die Halbinsel Chal-

kidike im Süden der Region Makedonien. Im Südosten der Halbinsel erhebt sich auf der Landzunge Agion Oros der 2.033 m hohe Berg Athos. Die Küstengebirge von Thessalien, einer von Bergen umschlossenen, überaus fruchtbaren Ebene im östlichen Mittelgriechenland, bekannt unter dem Namen Attika, ist durch Bergketten in eine Vielzahl voneinander isolierten Tälern und Ebenen gegliedert und umfasst auch die Ebene von Athen. Ähnlich gestaltet ist die Landschaft auf der Attika vorgelagerten Insel Euböa. Attika und Euböa setzen sich geologisch in den Kykladen fort. Mit 291 km ist der Aliakmon längster Fluß des Landes. Er fließt im Norden und mündet in das Ägäische Meer. Der größte See Griechenlands ist der Limni Vergonitis mit einer Fläche von 81 km².



Abb. 1: Geographische Übersichtskarte Griechenlands

3.1.1 Klima

Der mediterrane Charakter des Klimas wird durch die Höhenlage sowie durch im Norden vorherrschende kontinentale Einflüsse geprägt. In den tieferen Lagen ist das Klima im Sommer heiß und trocken und wird durch kontinentale Luftströmungen aus dem Norden bedingt. Der Winter ist warm und feucht.

In den höheren Lagen der Gebirge ist es wesentlich kühler; dort fallen auch in den Sommermonaten hohe Niederschläge. In den tieferen Lagen sind Frost und Schnee selten, in den Hochgebirgen kommt es öfters zu Schneefällen und an geschützten Stellen hält sich der Schnee bis weit in den Sommer (die Weißen Berge Kretas).

Im Sommer wird Griechenland oft von nördlichen Winden (Etesien) erreicht. Auf Kreta und anderen südlich gelegenen Inseln weht bei bestimmten Wetterlagen der aus dem Süden kommende warme Schirokko. Die mittlere Jahrestemperatur liegt in Athen bei $+17^{\circ}\text{C}$; das Monatsmittel beträgt im Januar $+9^{\circ}$ und im Juli $+28^{\circ}\text{C}$.

Die Niederschlagsmenge ist in den einzelnen Regionen unterschiedlich hoch. Die westlichen Gebiete sind wesentlich feuchter als die im Lee der niederschlagsbringenden Winde liegenden östlichen Regionen.

So wird z.B. die jährliche Niederschlagsmenge in Zakynthos (Ionische Inseln) mit 1112 mm, in Patras mit 673 mm und in Athen mit nur 406 mm angegeben. Thessalien im östlichen Mittelgriechenland kann durch ausgeprägte Trockenheit gekennzeichnet sein. Hier wurden schon Jahreswerte von 40 Millimetern unterschritten.

3.1.2 Flora und Fauna

Die in der Antike stark bewaldeten Gebiete wurden weitgehend gerodet. Auf Grund der daraus erfolgten Bodenerosion und dem damit verbundenen Verlust an Nährstoffen gestalten sich Versuche zur Wiederaufforstung sehr schwierig.

Darüber hinaus erschweren Waldbrände die Entwicklung dichter Baumbestände.

Weite Teile Griechenlands werden zum Teil von hohen Gebirgen eingenommen.

Daraus ergibt sich eine Gliederung der Vegetation in drei Stufen. In den tieferen Lagen des Landesinneren und an der Küste gedeiht in Höhen bis etwa 700 m eine vollmediterrane Vegetation; eine immergrüne Niederungs- und Hügelzonenvegetation mit Macchien und Gehölzen aus Aleppo-Kiefern; sowie charakteristische Blütenpflanzen wie Tulpen und Hyazinthen.

In der semi-mediterranen Vegetation bis etwa 1300m Höhe herrschen sommergrüne Laubmischwälder vor, deren Anteil an Nadelbäumen mit zunehmender Höhe ansteigt. Auch Blütenpflanzen wie Anemonen und Zykamen (Alpenveilchen) gedeihen hier. Die Gebiete oberhalb der Waldgrenze, die Hochgebirgszone, werden von alpinen Matten eingenommen. Neben verschiedenen Kräutern finden hier auch Moose und Flechten Lebensraum. Insgesamt werden 58-60 % der Gesamtfläche Griechenlands als Öd- oder Weideland, 18 % als Wald, und nur ein Viertel durch Acker-, Wein- und Obstanbau genutzt. Zur griechischen Tierwelt gehören Smaragdeidechsen, Geckos sowie mehrere Schlangen- und Schildkrötenarten als typische Vertreter der Reptilien. In den Bergregionen leben u.a. Wildschweine, Braunbären, Luchse, Schakale, Gemsen, Rotwild, Füchse, Dachse und Wiesel. Darüber hinaus gibt es kleinere Bestände an Wölfen. Zur reichhaltigen Vogelwelt gehören Falken, Pelikane, Reiher, Fasane, Rebhühner, Nachtigallen, Turteltauben und Störche.

3.1.3 Geologie

Der größte Teil Griechenlands gehört dem alpidischen Orogen der Helleniden an. Diesen Namen gab KOBER (1929) dem Gebirgsbogen, der an der großen tektonischen Querzone von Skutari-Pec´ im jugoslawisch-albanischen Grenzgebiet ansetzt und über das griechische Festland und die ägäischen Inseln nach Westanatolien verläuft. Eine scharfe Grenze gegen die anatolischen Gebirge kann man dort nur für seine externen Anteile ziehen, die im Isparta-Winkel nördlich Antalya spitzwinklig gegen die Tauriden abstoßen. (JAKOBESHAGEN, 1986).

Die Helleniden sind ein Deckengebirge mit vorherrschenden Vergenzen nach SW bzw. S (Abb. 2.) Das Gebirge besteht überwiegend aus sedimentären Gesteinen und Magmatiten mesozoischen bis känozoischen Alters; Paläozoikum tritt nur in wenigen Arealen zutage. In den tiefen tektonischen Stockwerken des Peloponnes und Kretas finden sich metamorphe Serien im Bereich der externen Zonen der Helleniden. Eine zweite metamorphe Serie zieht von West-Makedonien über Thessalien, Euböa, Attika und die Kykladen zum Menderes-Kristallin in Anatolien. Aufgrund seiner zentralen Lage innerhalb der Helleniden heißt diese Serie auch „Medianer Kristallin-Gürtel“ (DÜRR, 1975) und „internes Kristallin“ (AUBOUIN, 1959; JAKOBESHAGEN, 1986).

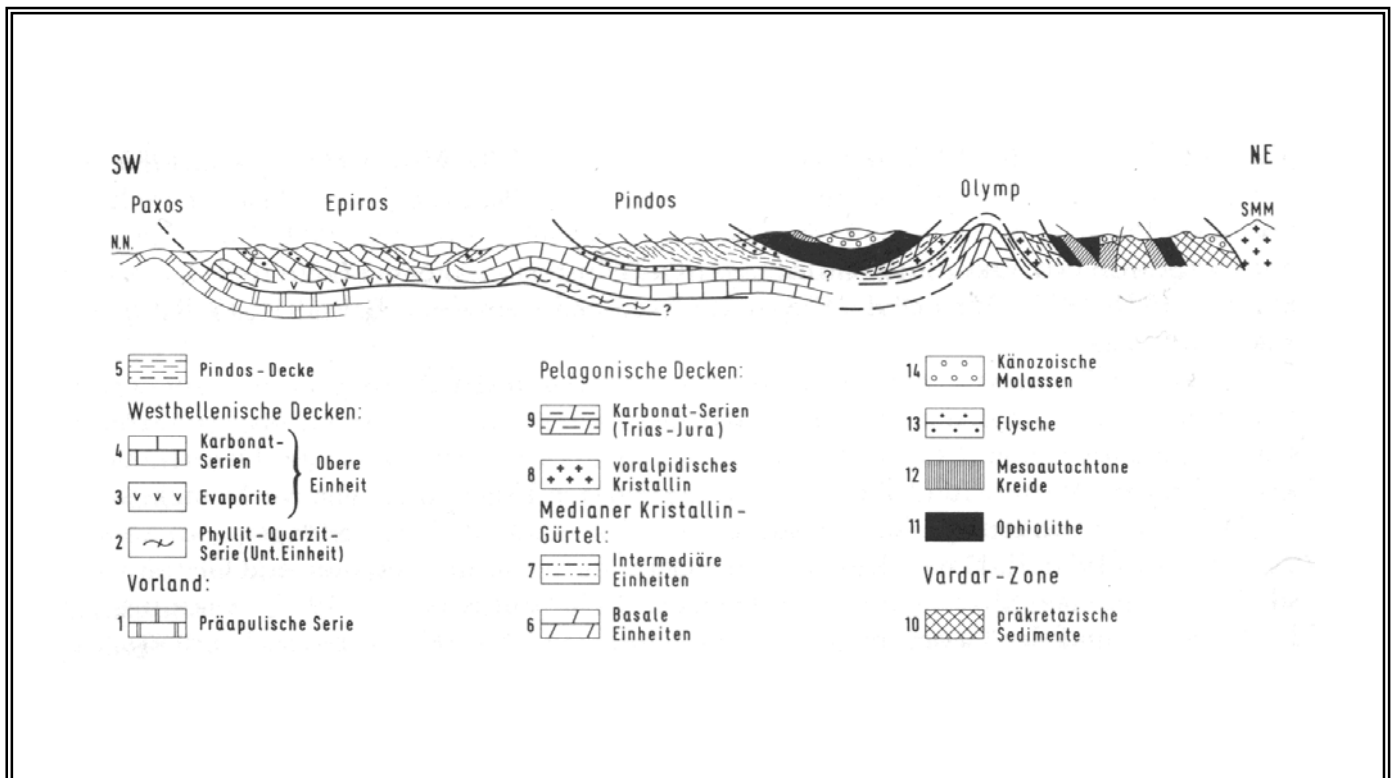


Abb.2: Schematischer Querschnitt durch die Helleniden auf dem griechischen Festland (nach JAKOBSHAGEN, 1978 Verändert). SMM Serbo-Mazedonisches Massiv.

Nach faziellen und paläogeographischen Kriterien sowie nach Aspekten der magmatischen Entwicklung und der tektonischen Position werden die Helleniden in Zonen aufgeteilt, denen zum Teil Decken-Stockwerke entsprechen. (JAKOBSHAGEN, 1986)

Gliederung von RENZ und AUBOUIN

RENZ (1940)	AUBOUIN (1963)
Axios-(Vardar-) Zone	Vardar-Zone Pelagonische Zone
Osthellenische Zone	Subpelagonische Zone
Parnas-Kiona-Zone	Parnas-Zone
Olonos-Pindos-Zone	Pindos-Zone
Tripolitsa-Serie	Gavroro-Tripolitza-Zone
Adriatisch-ionische Zone	Ionische Zone
Paxos-Zone	Präapulische Zone

Nach Charakter und Mächtigkeit der alpidischen Sedimentfolgen wurden die Präapulische Zone, die Gavroro-Tripolitsa-Zone, die Parnass-Zone und die Pelagonische Zone als Bereiche mesozoischer Karbonat-Plattformen gedeutet. Die Ionische und die Subpelagonische Zone sollen nach einem permotriassischen Plattform-Stadium vom Mittel-Lias an eine miogeosynklonale Entwicklung durchlaufen haben, während die Pindos- und die Vardar-Zone als Eugeosynklinalen gedeutet werden (JAKOBSSHA-GEN, 1986).

Die Sedimentation in den Helleniden hat etwa in allen Zonen in der Permotrias parallel angefangen.

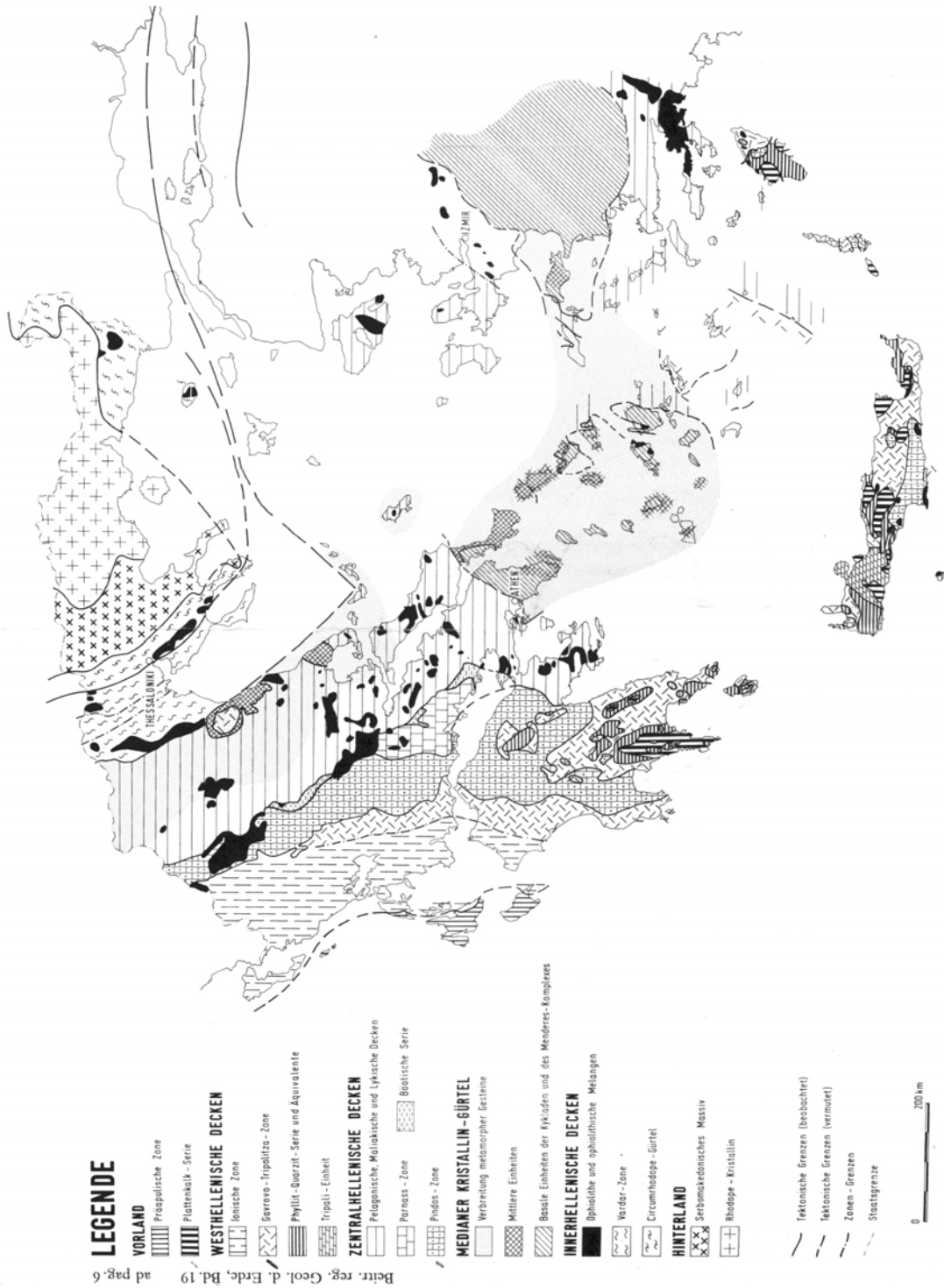


Abb. 3: Tektonische Übersichtskarte von Griechenland (nach JACOB SHAGEN, 1986)

3.2 EINZUGS- UND ARBEITSGEBIET

3.2.1 Geographie und Geologie

Der Messiniakos Kolpos liegt im SW des Peloponnes am südlichste Ende der Balkanhalbinsel zwischen der ersten und zweiten langen Landzunge, in der die Halbinsel ausläuft.

Die größte Industrie- und Hafenstadt in Messiniakos Kalamata liegt in einem Breitengrad B $37^{\circ} 00' 45''$; Längengrad A $22^{\circ} 07' 18''$ und war der wichtigste Ausfahrhafen des Peloponnes. Der Peloponnes war in der Antike als Insel des Pelops (Sohn des Tantalus, Stifter der Olympischen Spiele) bekannt: der mittelalterliche Name MOREA stammt wohl nicht von der weit hergeholten Ähnlichkeit mit dem Blatt eines Maulbeerbaumes ab, sondern von der Tatsache, daß der Maulbeerbaum ($\mu\omicron\pi\omicron\nu$) auf der Halbinsel häufig anzutreffen war. Der Peloponnes ist vom kontinentalen Griechenland durch den langen, engen Golf von Korinth getrennt und ziemlich gerade ohne viele Buchten. Im Süden läuft die Halbinsel in drei langen Landzungen aus, die durch den Messenischen und Lakonischen Golf getrennt sind. Diese drei Finger geben dem Peloponnes seine charakteristische Form.

Verschiedene Gebirgszüge, die rings um das Hochland von Arkadien liegen, bilden das Rückgrat des Landes; von hier erstrecken sich in allen Richtungen Ausläufer bis zum Meer. Die höchsten Gipfel der Zentralgruppe sind der Zereta mit 2.380 m, der Chelmos mit 2.356m und der Olonos mit 2.226 m. Sie bilden quer über die Insel von O nach W einen natürlichen Riegel.

Nach S erstrecken sich von der arkadischen Zentralgruppe zwei wichtige Kämmen. Die lange Bergkette des Taygetos mit dem Agios Ilias, dem höchsten Berg auf der Peloponnes mit 2.409 m. Sie trennt die Messenische Ebene vom Lakonischen Tal und endet im Kap Matapan. Parallel dazu verläuft die Bergkette des Parnon mit 1.941m; sie setzt den östl. Gebirgswall von Arkadien fort, schließt das Tal von Lakonien zum O hin ab und endet im Kap Malea; in Kythera taucht die Fortsetzung dieses Höhenzuges wieder aus dem Meer auf.

Ein besonderes Merkmal Arkadiens ist die rauhe Hochebene von Tripolis, die 600m über dem Meer liegt.

Der westliche Teil des Peloponnes ist etwas flacher als der östliche. Die gebirgige Landschaft der größten Halbinsel Griechenlands setzt sich in einem weiten Bogen über Kreta und die südlichen Sporaden bis ins türkische Festland fort.

Das Tal von Olympia wird vom Alphios, dem längsten und berühmtesten Fluß der Halbinsel bewässert, die Messenische Ebene vom Pamisos, dem wasserreichsten Fluß, der auch in Messiniakos Kolpos mündet.

Das lakonische Tal wird vom Eurotas bewässert. Eine Besonderheit des Inlandes des Peloponnes sind die Katavothren , Felslöcher, in denen die Flüsse verschwinden und unterirdisch weiterfließen. Man findet sie vor allem in Arkadien häufig. Die einzigen natürlichen Seen sind der Pheneos und der Styphalos. Am Peneios und Ladon gibt es Staumauern zur Stromgewinnung.

Im Einzugsgebiet sind drei Geologische Zonen anzutreffen:

Pindos-Zone

Plattenkalk-Serie

Gavroro-Tripolitsa - Zone

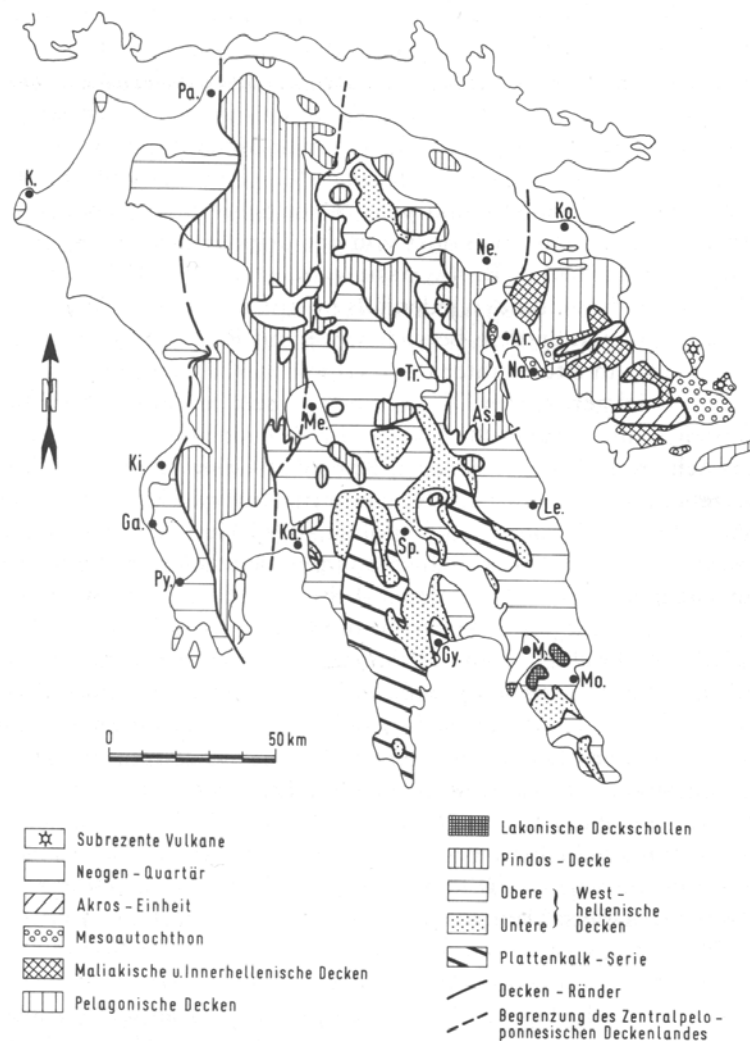


Abb. 4: Tektonische Skizze des Peloponnes (nach JAKOBSHAGEN, 1986).

3.2.2 Pindos-Zone

Die Sedimente der Pindos-Zone wurden in einem tiefen Meeresbereich abgelagert. Der Hauptanteil der Abfolge, in der Hornsteine und Plattenkalke mit klastischen Horizonten vorherrschen, umfaßt Mitteltrias bis Oberkreide. Anschließend folgt darüber ein alttertiärer Flysch (JAKOBSHAGEN, 1986)

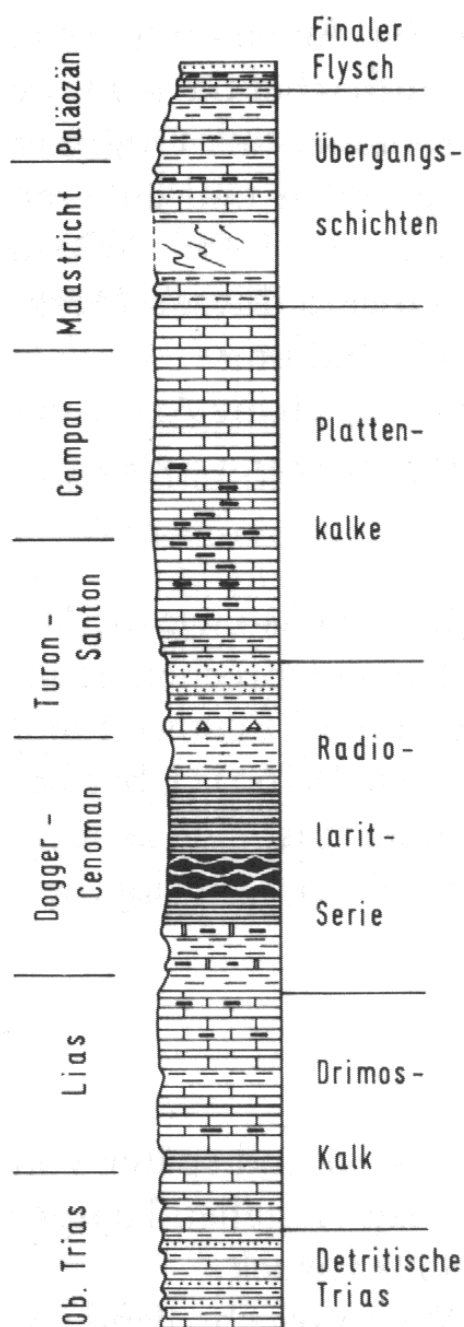


Abb. 5: Mesozoische Schichtfolge der Pindos-Zone im Peloponnes. Nach FLEURY (1980) Aus JAKOBSHAGEN (1986).

Die Pindos-Zone ist im festländischen Westgriechenland und im Hauptteil des Peloponnes verbreitet. Nach N kann die Pindos-Zone über Albanien nach Montenegro verfolgt werden und streicht bei Budva an der Adria-Küste aus. Nach SE setzt sie sich über die Südägäische Inselbrücke bis nach SW-Anatolien fort. Auf Grund der bekannten Daten läßt sich deuten, dass die Pindos-Zone als ein tiefes Sedimentationsbecken auf einer verdünnten kontinentalen Kruste eingesunken ist. Im Mesozoikum dürfte die Pindos-Zone die Breite von 200 km überschritten haben, wobei sich im Eozän während der neohellenischen Orogenese stark verringert hat.

3.2.3 Plattenkalk-Serie

Auf dem Peloponnes ist die Plattenkalk-Serie in großen Bereichen des Taygetos und seine Fortsetzung auf der Mani-Halbinsel verbreitet. Sie kommt auch isoliert südöstlich von Sparta, Gythion und dem Parnon-Gebirge vor.

Die Schichtfolge der Plattenkalk-Serie beginnt auf dem Peloponnes mit schwach metamorphen Ton und Siltsteinen, sowie Konglomeraten, die nach PERSONIS (1981) in die tiefe Trias vielleicht noch ins Perm zu stellen sind. Darüber folgen etwa 600 m dickbackiger dolomitischer Marmor. Anschließend kommt Kalkmarmor mit schwarzen kieseligen Lagen, die mittellias sein könnten. Sie werden von 30-50 m Kalkmarmoren im Wechsel mit Quarzit-Bänken überlagert.

Die nächste Schicht umfaßt 100-200 m plattige Kalkmarmore mit Quarzit-Linsen und -Lagen, typische Hornstein-Plattenkalke, die nach Fossilfunden bis Oberjura reichen. Danach folgen 300 m grobkörnige Pakete; sie werden von Oberkreide bis Eozän geschätzt. Die nächsten 100 m weißen Marmore und Quarzite werden von weißen grünen oder violetten Marmoren mit einer Foraminiferen-Fauna des Eozäns überdeckt. Über dieser karbonatischen Serie folgen bis zu 150 m feinkörnige Metaklastite (Plattenkalk-Flysch), auf der Westseite des Taygetos sandig-tonige Gesteine. Die Foraminiferen in der Basis dieser Metaklastite, stufen sie in tiefste Oligozän ein. JAKOBSSHAGEN (1986).

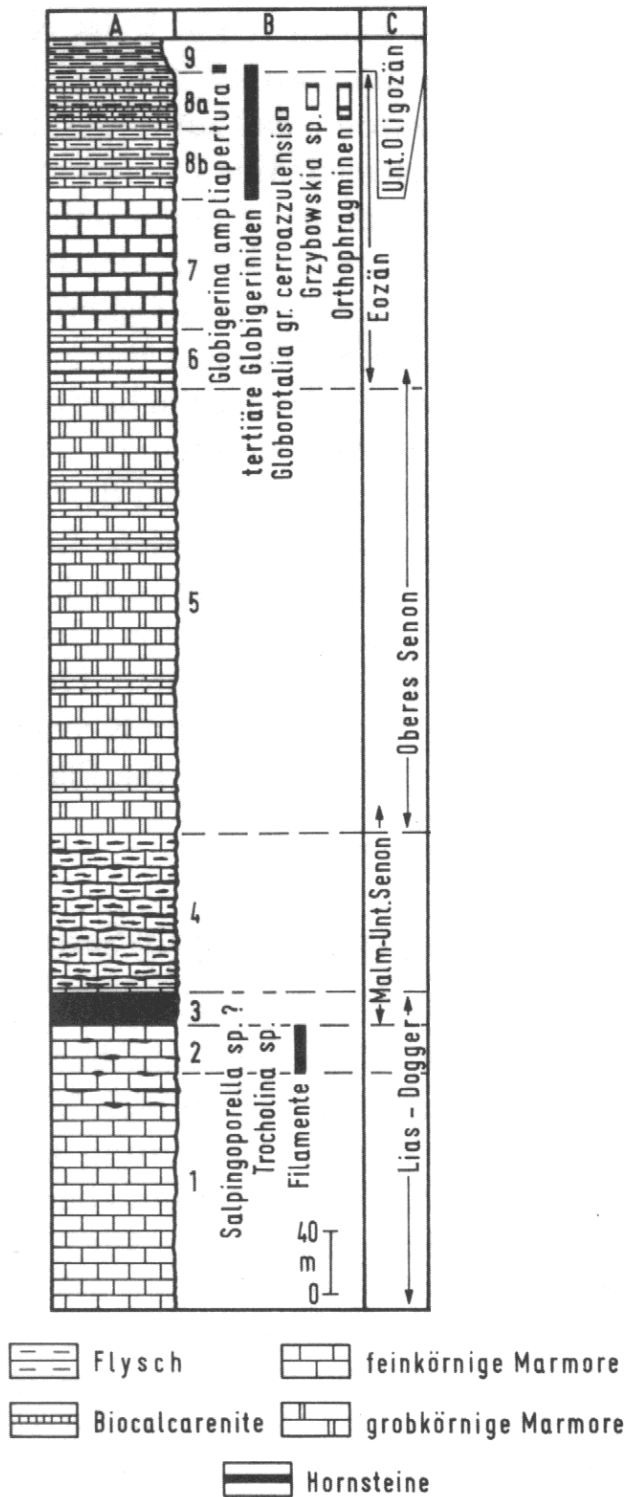


Abb. 6: Schichtfolge der Plattenkalk-Serie
(nach THIEBAULT 1979). Aus JAKOBSHAGEN (1986)

3.2.4 Gavroro-Tripolitsa-Zone

Die Sedimente der Gavroro-Tripolitsa-Zone bauen zusammen mit den Sedimenten der Ionischen Zone, die obere westhellenische Decke auf.

Auf dem Peloponnes ist die Gavroro-Tripolitsa-Zone südlich von Patras und in West-Messenien (Filiatra – Gargaliano, Umgebung von Pylos, Inseln Proti, Sapienza, Schiza) verbreitet. Die karbonatische Schichtfolge der Gavroro-Zone wurde auf einer Karbonat-Plattform abgelagert, zu einem Teil sogar im Gezeitenbereich. Stratigraphisch reicht sie vom höchsten Jura bis ins Eozän. Die Schichten des Tripolitsa-Kalks bestehen aus Kalken und Dolomiten des neritischen bis litoralen Bereichs. Aufarbeitungshorizonte, Caliche-Bildungen und Bauxit-Lagen bezeugen gelegentliche Emer-sionen. Der tiefere Teil des Tripolitsa-Kalks besteht überwiegend aus dolomitischen Kalken, die in ihrer Basis stromatolithische Partien enthalten. Die Schichtfolge der Gavroro-Tripolitsa-Zone wird ebenfalls vom westhellenischen Flysch überlagert. Die Flysch-Sedimentation soll sich aus der pelagischen Karbonatablagerung entwickelt haben. Die Gavroro-Tripolitsa-Plattform wurde vor Beginn der Flysch-Ablagerung an Störungen zerbrochen und zu erheblichen Teilen über den Meeresspiegel herausgehoben und der Verkarstung unterworfen.

3.2.5 Das Arbeitsgebiet

Der Golf von Messiniakos liegt im SW des Peloponnes, am südlichste Ende der Balkanhalbinsel zwischen der ersten und zweiten langen Landzunge, in der die Halbinsel ausläuft (Abbildung 7). In 50 km Entfernung verläuft der Hellenische Graben, der seismisch sehr aktiv ist. Im September 1986 wurde die Stadt Kalamata durch ein Erdbeben mit der Stärke 6,1 auf der Richterskala erschüttert.

Die Morphologie des Meeresgrundes des Messiniakos ist asymmetrisch mit einer Tiefe von ca. 1100 m (Abb. 8). Die Schelfbreite beträgt im Westen und Norden des Golfs 4 – 6 km, während er im Osten sehr steil ausläuft. Mehrere Flüsse die in den Golf münden transportieren große Mengen von Sedimenten. Der größte Fluss ist der Pamisos der in Kiparisias (Tetrazion) und Taygetos entspringt (Abb. 9). Durch die Ansiedlung industrieller Betriebe wie z.B. Olivenöl-, Zigarettenfabriken, Schlachthöfe, Ledergerbereien und eine intensive Landwirtschaft sowie die Städte und Dörfer entlang der Küste des Messiniakos tragen zur Verschmutzung des Golfs bei.



Abbildung 7: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

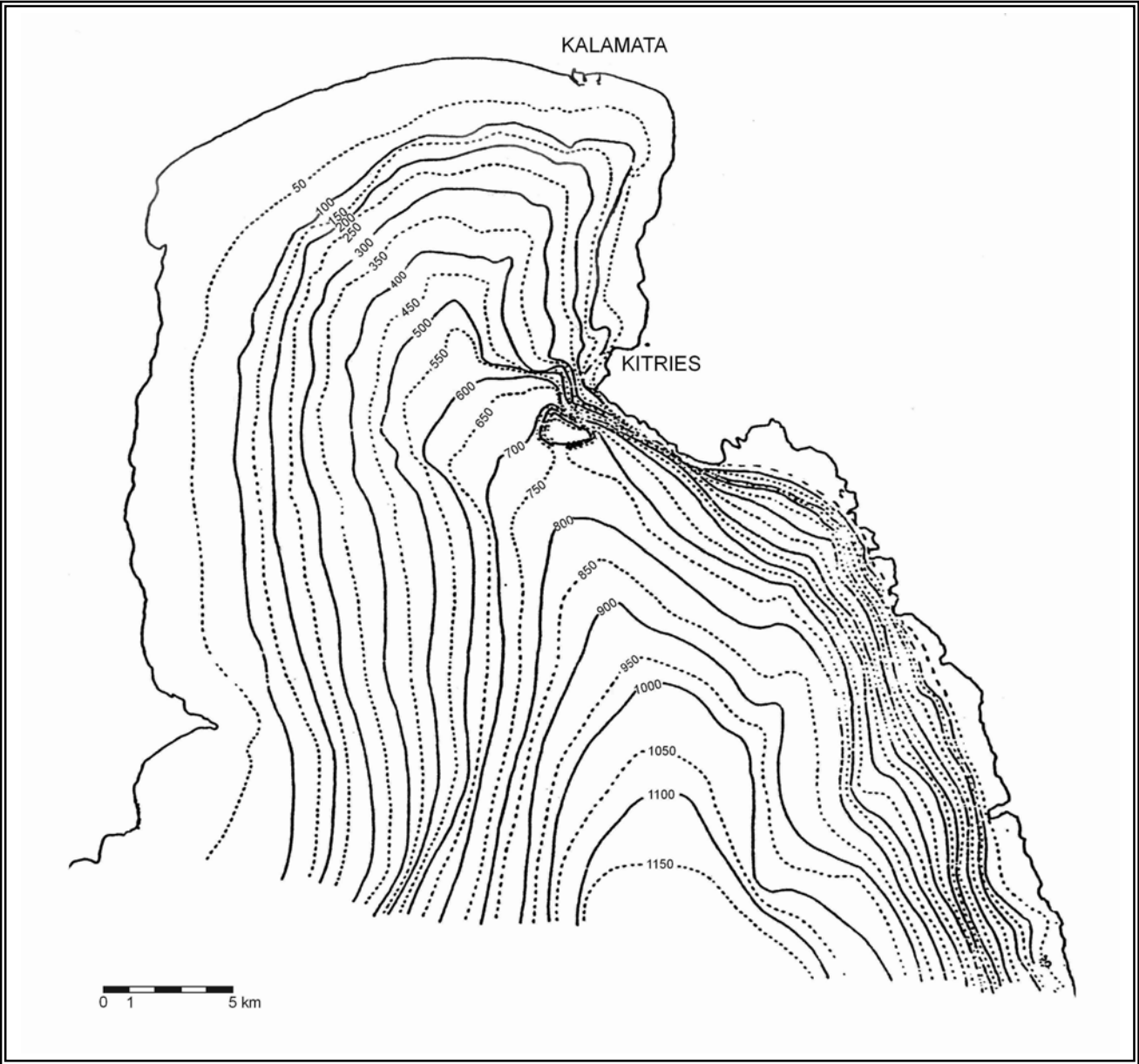


Abb. 8: Bathymetrische Karte des Messiniakos

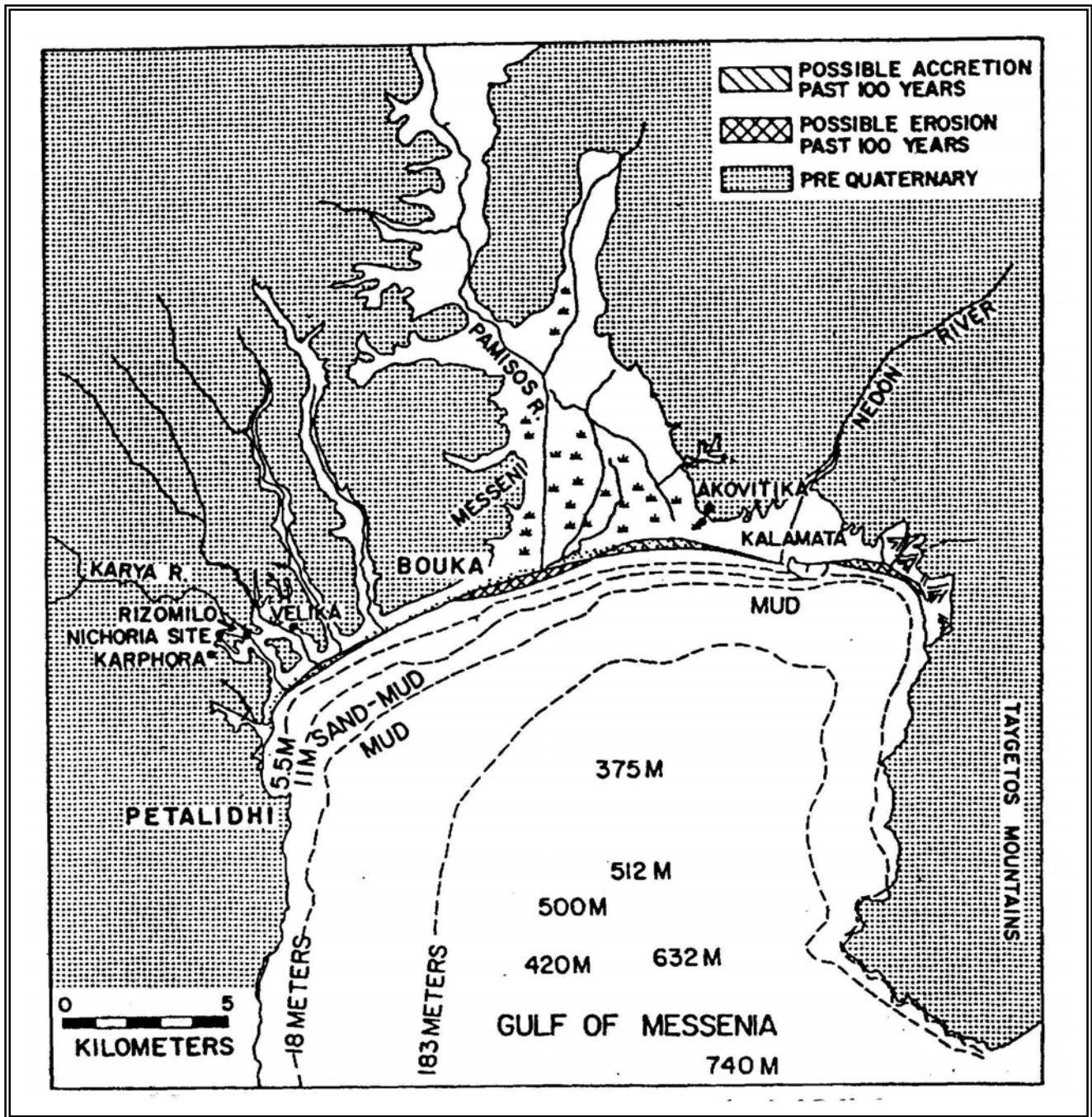


Abbildung 9: Holozäne fluviatile Küsten – Sedimente im Golf von Messiniakos

**ΜΕΤΑΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΚΑΙ ΒΡΑΔΥΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ
POST-TECTONIC AND LATE-TECTONIC SEDIMENTS**



Ολόκαινο (Αλλούβιο)

Σύγχρονες προαίσιες κοιλιάδων, πεδιάδων και παράκτιες αποθέσεις. Τύφη Φιλίππων (Tb). Παλαιοί και νέοι κώνοι κορημάτων. Πλευρικά κορημάτα.

Holocene (Alluvium)

Alluvial deposits in valleys, plains and coastal deposits. Peat of Philippi (Tb). Alluvial fans and older talus cones. Scree.



Πλειστόκαινο

Λιμναίες και χερσαίες αποθέσεις: άργιλοι, πηλοί, άμμοι, κροκαλοπαγή, κοκκινωχάματα κ.λπ., στη περιοχή Βέρροιας, Έδεσσας, τραβερτίνες, Λιθόνας παγετώνων (gl). Θαλάσσιες αποθέσεις: μάργες, άργιλοι, άμμοι, κροκαλοπαγή, παράκτιες αναθεμίθες και «πύρος» Κυκλάδων.

Pleistocene

Lacustrine and continental deposits: clays, loam, sand, conglomerates, red clayey material e.t.c. Travertine in the areas of Veris and Edessa. Glacier drifts (gl).

Marine deposits: marls, clays, sand, conglomerates, coastal terraces and «porous» of Cyclades islands.



Τεταρτογενές (αδιαίρετο)

Θαλάσσιοι ή χερσαίοι σχηματισμοί μη διαχωριζόμενοι.

Quaternary (undivided)

Marine or continental formations undivided.



Πλειο - Πλειστόκαινο

Λιμναίες αποθέσεις: άμμοι, κροκαλοπαγή, άργιλοι, στρώματα τύρφης ή λιγνίτη, ενίοτε κοκκινωχάματα. Περιλαμβάνονται και ποταμολιμναίες αποθέσεις.

Θαλάσσιες αποθέσεις: άμμοι, μάργες, άργιλοι, κροκαλοπαγή.

Plio - Pleistocene

Lacustrine deposits: sand, conglomerates, clays, peat or lignite beds, sometimes red clayey material. Fluvio-lacustrine deposits are also included. Marine deposits: sand, marls, clays, conglomerates.



Πλειο - Πλειστόκαινο (αδιαίρετο)

Οι προηγούμενοι σχηματισμοί μη διαχωριζόμενοι. Κροκαλοπαγή (c) Βορείας Πελοποννήσου.

Plio - Pleistocene (undivided)

The same as the above formations, undivided. Conglomerates (c) in Northern Peloponnese.



Πλειόκαινο

Λιμναίες αποθέσεις: κροκαλοπαγή, άμμοι, άργιλοι, μάργες, μαργαικοί ασβεστόλιθοι και συχνά στρώματα λιγνίτη.

Θαλάσσιες αποθέσεις: τα παραπάνω κλαστικά ιζήματα, ενίοτε και στρώματα γύψου. Περιλαμβάνονται και αποθέσεις υφάλμυρης φάσεως.

Pliocene

Lacustrine deposits: conglomerates, sand, clays, marls, marly limestones and often lignite beds.

Marine deposits: the above detrital sediments, sometimes and gypsum beds. Brackish facies deposits are also included.



Μειοπλειόκαινο (Ανώτ. Μειόκαινο - Πλειόκαινο)

Λιμναίες και χερσαίες αποθέσεις: κροκαλοπαγή, άμμοι, μάργες, κοκκινωχάματα, μαργαικοί ασβεστόλιθοι, άργιλοι. Ενίοτε λιγνίτες.

Θαλάσσιες αποθέσεις: τα παραπάνω κλαστικά ιζήματα και ενίοτε στρώματα γύψου. Συνήθως απουσιάζουν τα κοκκινωχάματα. Περιλαμβάνονται και αποθέσεις υφάλμυρης φάσεως.

Mio-Pliocene (Upper Miocene - Pliocene)

Lacustrine and terrestrial deposits: conglomerates, sand, marls, clayey material, marly limestones, and clays. Sometimes lignite beds.

Marine deposits: the above detrital sediments and occasionally gypsum beds. Usually no red clayey material. Brackish facies deposits are also included.



Ανώτ. Μειόκαινο (ενίοτε και Μέσο)

Θαλάσσιες αποθέσεις: κυρίως μάργες, ψαμίτες, κροκαλοπαγή, άργιλοι και γύψοι (G).

Λιμναίες αποθέσεις: τα προηγούμενα κλαστικά ιζήματα, τοπικά με στρώματα λιγνιτών.

Upper Miocene (and sometimes Middle Miocene)

Marine deposits: mainly marls, clays, sandstones, conglomerates, clays and gypsum (G).

Lacustrine deposits: the above detrital sediments, locally with lignite beds.



Ακουϊτάνιο - Τορτόνιο

Στη Μεσοελληνική Αύλακα (σειρά Τστυλίου), μολάσσα: κυρίως κροκαλοπαγή και ψαμίτες. Στη Κρήτη: αδρομερή λατυπαπαγή και κοκκινωχάματα.

Aquitanian - Tortonian

In the Mesohellenic Trench (Tstylian series), molasse: mainly conglomerates and sandstones. Coarse breccias and red clayey material in Crete.



Ακουϊτάνιο - Βουρδιγάλιο

Στη Μεσοελληνική Αύλακα (σειρά Πενταλόφου), μολάσσα: κροκαλοπαγή, ψαμίτες, ερυθρά αργιλοαμμώδη υλικά (Ακουϊτάνιο). Στη περιοχή Δυτ. Ελλάδας: κυανές μάργες και οργανογενείς ψαμιούχοι ασβεστόλιθοι (Βουρδιγάλιο).

Aquitanian - Burdigalian

In the Mesohellenic Trench (Pentalofon series), molasse: conglomerates, sandstones, red clay - sandy material (Aquitanian). In Western Greece: blue marls and organogenetic sandy limestones (Burdigalian).



Νεογενές (αδιαίρετο)

Λιμναίες αποθέσεις: κροκαλοπαγή, ψαμίτες, μάργες, άργιλοι, μερικές φορές με στρώματα λιγνίτη. Λιμναίες ή θαλάσσιες αποθέσεις: ιζήματα κλαστικά όπως τα παραπάνω (κυρίως μολάσσα).

Neogene (undivided)

Lacustrine deposits: conglomerates, sandstones, marls, clays, sometimes with lignite beds.

Lacustrine or marine deposits: detrital sediments as the above mentioned (mainly molasse).



Ολιγόκαινο (Στάμπιο)

Στη Μεσοελληνική Αύλακα (Σειρά Επταχωρίου), μολάσσα: κροκαλοπαγή, ψαμίτες. Επίσης μολασσοί σχηματισμοί στη νήσο Ρόδο.

Oligocene (Stampian)

In the Mesohellenic Trench (Eptachorion series), molasse: conglomerates, sandstones. Also molassic formations in Rhodos island.



Ολιγόκαινο (γενικώς)

Μολασσοί σχηματισμοί: άργιλοι, κροκαλοπαγή, ψαμίτες, μάργες. Στις νήσους Αρκοί, ασβεστόλιθοι. Στη Κοτύλη κυρίως αρκόδες με λιγνίτες. Στη Νάξο κλαστικά ιζήματα Ολιγομειοκαινίου.

Oligocene (in general)

Molassic formations: clays, conglomerates, sandstones, marls, in the Arki islands, limestones. In Kotylia mainly arkoses with lignites. In Naxos Oligomiocene clastic sediments.



Ηώκαινο - Ολιγόκαινο

Μολασσοί σχηματισμοί στη Βόρεια Ελλάδα. Στη Θράκη και με λιγνίτες.

Eocene - Oligocene

Molassic formations in Northern Greece. In Thrace area with lignites as well.



Ανώτερο Ηώκαινο

Στη Μεσοελληνική Αύλακα (σειρά Κρανιάς), μολάσσα: κροκαλοπαγή, μάργες, ψαμίτες. Στη περιοχή Θράκης με ασβεστόλιθους και λιγνίτες.

Upper Eocene

In the Mesohellenic Trench (Crania series), molasse: conglomerates, marls, sandstones. In Thrace, area, additionally, limestones with lignites.

**ΟΙ ΑΛΠΙΚΕΣ ΣΕΙΡΕΣ THE ALPINE SERIES
ΖΩΝΗ ΠΑΞΩΝ PAXI ZONE**

Κρυπτοφλόσχης (Μειόκαινο).

Cryptoflysch (Miocene).



Ηώκαινο - Ολιγόκαινο

Ασβεστόλιθοι (μικρίτες, βιομικροϋδίτες, βιοσπαρουδίτες) με διαστρώσεις πυριτολίθων.

Eocene - Oligocene

Limestones (micrites, biomicrudites, biosparudites) with chert intercalations.



Κενομάνιο - Μαιστρίχτιο

Ασβεστόλιθοι (βιομικροϋδίτες, βιοσπαρουδίτες, βιομικρίτες).

Cenomanian - Maestrichtian

Limestones (biomicrudites, biosparudites, biomicrites).



Ανώτ. Ιουρασικό - Άλβιο

Ασβεστόλιθοι φάσεως «Βιγλών».

Upper Jurassic - Albian

Limestones of the «Vigles» facies.



Ανώτ. Λιάσιο - Δογγέριο

Πυριτικοί σχιστόλιθοι με «Ποσειδώνιες».

Upper Lias - Dogger

«Posidonia» chert.



Τριαδικό (?) - Λιάσιο

Ασβεστόλιθοι φάσεως «Παντοκράτορας».

Triassic (?) - Lias

Limestones of the «Pantocrator» facies.

ΙΟΝΙΟΣ ΖΩΝΗ IONIAN ZONE



Φλύσχη:
Flysch.



Παλαιόκαινο - Ανώτ. Ηώκαινο
Ασβεστόλιθοι (βιομικροϋδίτες, μικροϋδίτες).
Paleocene - Upper Eocene
Limestones (biomicrudites, micrudites).



Ανώτερο Σενώνιο
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιομικροϋδίτες).
Upper Senonian
Limestones (mainly biomicrudites).



Ιουρασικό - Κατ. Σενώνιο
Πλακώδεις ασβεστόλιθοι με πυριτολίθους φάσας «Βιγλών». Επίσης και πυριτικοί σχιστόλιθοι του Βαθωνίου με «Ποσειδώνιες».
Jurassic - Lower Senonian
Platy limestones with cherts of the «Vigles» facies. Occasionally, «Posidonia» chert of Bathonian.



Τοάρσιο - Δογγέριο
Ammonitico Rosso, ασβεστόλιθοι με Filaments και πυριτικοί σχιστόλιθοι με «Ποσειδώνιες».
Toarcian - Dogger
Ammonitico Rosso, limestones with Filaments and «Posidonia» chert.



Ανώτ. Τριαδικό (;) - Λιάσιο
Ασβεστόλιθοι φάσας «Παντοκράτορας». Τοπικά στη κορυφή ασβεστόλιθοι φάσας «Σινίων». Ασβεστόλιθοι ενότητας «Τρυπαλιού» Κρήτης.
Upper Triassic (?) - Lias
Limestones of the «Pantocrator» facies. Locally at the top, limestones of the «Sines» facies. Trypali limestones in Crete.



Μέσο (;) Ανώτ. Τριαδικό
Ασβεστόλιθοι με «Cardita».
Middle (?) Upper Triassic
Limestones with «Cardita».



Τριαδικό (Κατώτερο;)
Τριαδικά λατιποσαγή (tb): (υπολείμματα από τη διάλυση γύψου).
Τριαδική γύψος (G).
Triassic (Lower?)
Triassic breccias (tb): (remnants of weathered gypsum).
Triassic gypsum (G).



ΗΜΙΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΗ ΣΕΙΡΑ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ - ΚΡΗΤΗΣ
SEMIMETAMORPHIC SERIES OF PELOPONNESE - CRETE
Φλύσχη ημιμεταμορφωμένος (Κατ. Ολιγόκαινο;).
Flysch semimetamorphic (Lower Oligocene?).



Σενώνιο - Ηώκαινο
Σειρά «πλακωδών ασβεστόλιθων».
Senonian - Eocene
Series of «platy limestones» (Plattenkalk)



Κενομάνιο - Κατ. Κρητιδικό (;)
Πλακώδεις ασβεστόλιθοι της φάσας «Βιγλών».
Cenomanian - Lower Cretaceous (?)
Platy limestones of the «Vigles» facies.



Ανώτ. Ιουρασικό - Κατ. Κρητιδικό (;)
Πυριτικοί σχιστόλιθοι με «Ποσειδώνιες».
Upper Jurassic - Lower Cretaceous (?)
«Posidonia» chert.



Τριαδικό - Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι φάσας «Παντοκράτορας».
Triassic - Jurassic
Limestones of the «Pantocrator» facies.



Ιουρασικό - Ηώκαινο
Όλη η σειρά των «πλακωδών ασβεστόλιθων» μη διαχωριζόμενων.
Jurassic - Eocene
The «platy limestones» series (Plattenkalk), undivided.

ΖΩΝΗ ΓΑΒΡΟΒΟΥ - ΤΡΙΠΟΛΕΩΣ
GAVROVO - TRIPOLIS ZONE



Φλύσχη.
Flysch.



Παλαιόκαινο - Μέσο Ηώκαινο
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιομικρίτες).
Paleocene - Middle Eocene
Limestones (mainly biomicrites).



Κρητιδικό - Ηώκαινο
Ασβεστόλιθοι (κυρίως μικροϋδίτες).
Cretaceous - Eocene
Limestones (mainly micrudites).



Ανώτ. Κρητιδικό και Κρητιδικό (γενικής)
Ασβεστόλιθοι (κυρίως μικροϋδίτες), συχνά με Hippurites.
Upper Cretaceous and Cretaceous (in general)
Limestones (mainly micrudites), often with Hippurites.



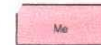
Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως ενδομικρίτες). Δεν είναι γνωστό αν αντιπροσωπεύονται όλες οι βαθμίδες του Ιουρασικού.
Jurassic
Limestones (mainly intramicrites). It is not known if all Jurassic terms are represented.



Ανώτερο Τριαδικό - Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι κυρίως δολομιτικοί (βιοσπαρουδίτες, βιομικροϋδίτες) συχνά με «Megalon».
Upper Triassic - Jurassic
Limestones mainly dolomitic (biosparudites, biomicrudites) often with «Megalon».



Μέσο - Ανώτερο Τριαδικό
Κυρίως δολομίτες.
Middle - Upper Triassic
Mainly dolomites.



Μεσοζωϊκό - Ηώκαινο
Ασβεστόλιθοι και δολομίτες μη διαχωριζόμενοι.
Mesozoic - Eocene
Limestones and dolomites, undivided.

ΕΝΟΤΗΤΑ ΟΣΣΑΣ (μεταμορφωμένη σειρά)
OSSA UNIT (metamorphic series)



Φλύσχη μεταμορφωμένος σε φυλλίτη.
Flysch metamorphosed to phyllite.

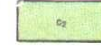


Μεσοζωϊκό (;) - Παλαιόκαινο
Μάρμαρα και δολομίτες.
Mesozoic (?) - Paleocene
Marbles and dolomites.

ΖΩΝΗ ΠΙΝΔΟΥ PINDOS ZONE



Φλύσχη.
Flysch.



Ανώτερο Κρητιδικό
Πελαγικοί ασβεστόλιθοι (κυρίως βιομικρίτες).
Upper Cretaceous
Pelagic limestones (mainly biomicrites).



Ιουρασικό και Κρητιδικό
Ο «πρώτος φλύσχη» καθώς και η σειρά ηλιτών και ραδιοαριτών με φαμίτες και επίσης λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθους. Στη Κρήτη και ασβεστόλιθοι Ανώτ. Κρητιδικού καθώς και το κάλυμμα Άρρης.
Jurassic and Cretaceous
The «first flysch» as well as the series of pelites and radiolarites with sandstones and sometimes thin-platy limestones. Also Upper Cretaceous limestones and Arvi nappe in Crete.



Ανώτερο Ιουρασικό
Πελαγικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι (κυρίως μικρίτες).
Upper Jurassic
Pelagic platy limestones (mainly micrites).



Τριαδικό
Πυριτικοί σχιστόλιθοι και ασβεστόλιθοι με «Halobia», καθώς και ο υποκείμενος φλύσχης κατά τόπους.
Triassic
Siliceous schists and limestones with «Halobia», and locally the underlying flysch.

ΖΩΝΗ ΠΑΡΝΑΣΣΟΥ - ΓΚΙΩΝΑΣ
PARNASSOS - GIONA ZONE



Φλύσχης.
Flysch.



Παλιόκαινο - Κάτω Ηώκαινο
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιομικρίτες).
Paleocene - Lower Eocene
Limestones (mainly biomicrites).



Ανώτερο Κρητιδικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιομικροουδίτες και βιομικροσπαρίτες).
Upper Cretaceous
Limestones (mainly biomicrudites and biomicrosparites).



Πορτλάντιο - Κατ. Κρητιδικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως μικρίτες και βιομικροσπαρουδίτες).
Portlandian - Lower Cretaceous
Limestones (mainly micrites and biomicrosparudites).



Ανώτερο Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιοσπαρουδίτες, ωομικρίτες).
Upper Jurassic
Limestones (mainly biosparudites and oomicrites).



Κατώτερο - Μέσο Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιοσπαρουδίτες, ωομικροουδίτες).
Lower - Middle Jurassic
Limestones (mainly biosparudites and oomicrudites).



Ανώτερο Τριαδικό
Δολομίτες κυρίως και ασβεστόλιθοι (περιλαμβάνονται και οι ασβεστόλιθοι με Αμμωνίτες Πενταορίων).
Upper Triassic
Dolomites mainly, and limestones (the ammoniferous limestones of Pentaoiria are also included).

ΒΟΙΩΤΙΚΟΣ ΦΛΥΣΧΗΣ **BEOTIAN FLYSCH**



Ιουρασικό - Κατώτερο Κρητιδικό
Φλυσχοειδή διαφόρων φάσεων.
Jurassic - Lower Cretaceous
Flyschs of various facies.

ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ **PELAGONIAN ZONE**



Φλύσχης.
Flysch.



Ανώτερο Κρητιδικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιοσπαρουδίτες).
Ασβεστόλιθοι κρυσταλλικοί και μάρμαρα της ίδιας ηλικίας.
Upper Cretaceous
Limestones (mainly biosparudites).
Crystalline limestones and marbles of the same age.



Φλυσχοειδή της Ανωκρητιδικής επικλύσεως γενικός.
Φλυσχοειδή της Ανωκρητιδικής επικλύσεως μεταμορφωμένα σε φυλλίτες και σχιστόλιθους.
Flyschoids of the Upper Cretaceous transgression, in general.
Flyschoids of the Upper Cretaceous transgression metamorphosed to phyllites and schists.



Ανώτ. Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως σπαρουδίτες). Τοπικά εμφανίζεται Κατ. Κρητιδικό.
Upper Jurassic
Limestones (mainly sparudites). L. Cretaceous locally appears.



Ιουρασικό
Σχιστοκερατολιθική διάπλαση: κερατόλιθοι, ψαμίτες, πηλίτες με φακούς λευκών ασβεστολίθων και εγκλωβισμένα οφιολιθικά σώματα. Οι ίδιοι σχηματισμοί μεταμορφωμένοι.
Jurassic
Schist-chert formation: radiolarites, sandstones, pelites with white limestone lenses and enclosed ophiolitic bodies.
The same formations metamorphosed.



Τριαδικό - Κατ. Ιουρασικό ή Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως βιοσπαρουδίτες) και δολομίτες, τοπικά της φάσεως «Hallstatt» (Επίδαυρος).
Οι ίδιοι σχηματισμοί μεταμορφωμένοι σε μάρμαρα.
Triassic - Lower Jurassic or Jurassic
Limestones (mainly biosparudites) and dolomites, locally of the «Hallstatt» facies (Epidaurus).
The same formations metamorphosed into marbles.



Κάτω - Μέσο Τριαδικό
Ασβεστόλιθοι (βιοσπαρουδίτες) και δολομίτες.
Lower - Middle Triassic
Limestones (biosparudites) and dolomites.

ΖΩΝΗ ΑΞΙΟΥ ΚΑΙ ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗ
AXIOS ZONE AND CIRCUM RHODOPE ZONE



Φλύσχης.
Flysch.



Ανώτερο Κρητιδικό
Ασβεστόλιθοι (κυρίως μικροουδίτες).
Upper Cretaceous
Limestones (mainly micrudites).



Κρητιδικό (γενικός)
Ασβεστόλιθοι πελαγικοί ή νηρτικοί, ασβεστοσχιστόλιθοι, τοπικά ιάσπιδες και χλωριτικοί σχιστόλιθοι.
Cretaceous (in general)
Limestones pelagic or neritic, calc-schists, locally jaspers and chlorite schists.



Ανώτ. Ιουρασικό - Κρητιδικό
Στρώματα Δρυμού - Μελίας στη Θράκη. Κλαστικά ιζήματα (φλυσχοειδή).
Upper Jurassic - Cretaceous
Beds of Drymos - Melia in Thrace area. Clastic sediments (flyschoids).



Ανώτερο Ιουρασικό
Σειρά ασβεστολίθων, σχιστολίθων, πηλιτών, κερατοφυρών, πορφυροειδών. Επίσης ασβεστόλιθοι, pillow-lavas και ψαμίτες.
Upper Jurassic
Series of limestones, schists, pelites, keratophyes, porphyroids. Also limestones, pillow-lavas and sandstones.



Ανώτερο Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι και χλωριτοσχιστόλιθοι Γρίβα.
Upper Jurassic
Limestones and chlorite schists of Griva.



Ανώτερο Ιουρασικό
Κροκαλοπαγή, ψαμίτες, ασβεστόλιθοι.
Upper Jurassic
Conglomerates, sandstones, limestones.



Κατώτ. - Μέσο Ιουρασικό
Φυλλίτες, αμμώδεις μάρμες, κερατόλιθοι.
Lower - Middle Jurassic
Phyllites, sandy marls, radiolarites.



Τριαδικό - Ιουρασικό
Ασβεστόλιθοι κρυσταλλικοί Γκόλα - Τσούκα. Ασβεστόλιθοι Ντεβέ - Κοράν (Ιουρασικού). Τριαδικά μάρμαρα.
Triassic - Jurassic
Crystalline limestones of Gola - Tsouka. Jurassic limestones of Deve - Coran.
Triassic marbles.



Ανώτ. Τριαδικό - Ιουρασικό
Ηφαιστειοζηματογενής σειρά.
Upper Triassic - Jurassic
Volcano - sedimentary series.



Τριαδικό - Ιουρασικό
Σχιστόλιθοι, ψαμίτες, μάρμαρα ή χαλαζίτες, φυλλίτες, διαβάσεις, ασβεστόλιθοι (σειρά Σβούλας).
Triassic - Jurassic
Schists, sandstones, marbles or quartzites, phyllites, diabases, limestones (Svoulas series).



Τριαδικό
Ηφαιστειοζηματογενής σειρά και χαλαζίτες.
Triassic
Volcano - sedimentary series and quartzites.



Μεσοζωικό
Μαγματική σειρά Χορτιάτη. Πρασινοσχιστόλιθοι και επηγεύσιοι (χλωριτικοί, σερικιτικοί, κερστανθιτικοί).
Mesozoic
Magmatic series of Chortis. Green-schists and epigneisses (chloritic, sericitic, hornblende).

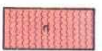


Μεσοζωικό (αδιάρετο)
Μάρμαρα και φυλλίτες, Πρασινοσχιστόλιθοι.
Mesozoic (undivided)
Marbles and phyllites. Green-schists.

ΠΡΟΑΛΠΙΚΕΣ ΣΕΙΡΕΣ PREALPINE SERIES



Περμοτριάδικό
Φυλλιτική σειρά (ph) Πελοποννήσου - Κρήτης. Στρώματα Τυρού στη Πελοπόννησο και περίπου ίδιοι σχηματισμοί στην υπόλοιπη Ελλάδα (rt). Γύψος (G).
Permotriassic
Phyllite series (ph) of Peloponnese - Crete. Tyros beds in Peloponnese and almost the same formations in the rest of Greece (rt). Gypsum (G).



Περμοτριάδικό
Ασβεστόλιθοι, γραουβάκες, σχιστόλιθοι, πρασινίτες, ηφαιστίτες.
Permotriassic
Limestones, greywackes, schists, prasinites, volcanites.



Πέρμοιο (?) - Τριαδικό
Χαλαζίτες, ψαμίτες, κροκαλοπαγή, σερικιτικοί σχιστόλιθοι.
Permian (?) - Triassic
Quartzites, sandstones, conglomerates, sericite schists.



Ανώτερο Παλαιοζωικό (γενικώς)
Πρασινοσχιστόλιθοι, σχιστόλιθοι, φυλλίτες, γραουβάκες με κροκαλοπαγή και ενστρώσεις ασβεστολιθών ή δολομιτών.
Upper Paleozoic (in general)
Greenschists, schists, phyllites, greywackes, with conglomerates and limestone or dolomite intercalations.



Λιθανθρακοφόρο
Σχιστόλιθοι, φυλλίτες, γραουβάκες. Μάρμαρα.
Carboniferous
Schists, phyllites, greywackes. Marbles.



Σιλούριο - Λιθανθρακοφόρο
Κλαστικά πετρώματα με παρεμβολές διαβασικών ή ηφαιστειακών τόφφων (δ) και φακών ασβεστολιθών διαφόρων ηλικιών: Σιλουρίου (s), Δεβονίου (D), Λιθανθρακοφόρου (h).
Silurian - Carboniferous
Detrital formations with intercalations of diabases or volcanic tuffs (δ) and limestone lenses of different ages: Silurian (s), Devonian (D), Carboniferous (h).

**ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ
ΜΑΖΕΣ ΡΟΔΟΠΗΣ, ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗ,
ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ, ΚΥΚΛΑΔΩΝ
METAMORPHIC ROCKS
RHODOPE, SERBOMACEDONIAN, PELAGONIAN AND
CYCLADES MASSIFS**

Οφθαλμογενέσιοι, γενέσιοι, σχιστόλιθοι, αμφιβολίτες. Στη Πελαγονική, Παλαιοζωικοί - Τριαδικοί. Μιγματίτης.
Augen gneisses, gneisses, schists, amphibolites. In the Pelagonian m., Paleozoic - Triassic. Migmatite.



Γενέσιοι γενικώς. Παλαιοζωικοί ή και παλαιότεροι.
Gneisses, in general. Sometimes Paleozoic or older.



Αμφιβολίτες: στη Χαλκιδική Παλαιοζωικοί. Στην υπόλοιπη χώρα πιθανώς Μεσοζωικοί. Κερστανθιτικοί Σερπίφου και Πλάκας. (hn).
Amphibolites: in Halkidiki, Paleozoic. In the rest of the country probably Mesozoic. Hornfel of Serifos and Plaka. (hn).



Αμφιβολίτες και γενέσιοι. Αμφιβολίτες, γενέσιοι, σχιστόλιθοι με ενστρώσεις μαρμάρων (Ροδόπη). Ίδια με τα προηγούμενα (Σερβομακεδονική Μάζα).
Amphibolites and gneisses. Amphibolites, gneisses, schists with marble intercalations (Rhodope). The same formation as above. (Serbomacedonian Massif).



Σχιστόλιθοι χλωριτικοί, μαρμαρυγιακοί, χαλαζακοί, συχνά με ενστρώσεις μαρμάρων. Γλαυκοφαντικοί σχιστόλιθοι, συχνά με ενστρώσεις μαρμάρων.
Chlorite, mica, quartz schists, often with marble intercalations. Glaucophane schists often with marble intercalations.



Σιπολίτες, ενίοτε με σχιστόλιθους (Ευβοία).
Cirrolins, sometimes with schists (Euboea).



Σχιστόλιθοι και μάρμαρα ενίοτε με αμφιβολίτες.
Schists and marbles sometimes with amphibolites.



Μάρμαρα ή κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι.
Marbles or crystalline limestones.



Μάρμαρα με παρεμβολές γενέσιων.
Marbles with gneiss intercalations.



**ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ IGNEOUS ROCKS
ΠΛΟΥΤΩΝΙΑ INTRUSIVES**

Όξινα
Γρανίτες, γρανοδιორίτες, μονζονίτες.
γ₁ - Παλαιοζωικοί
γ₂ - Μεσοζωικοί
γ₃ - Τριτογενείς.



Αcid
Granites, granodiorites, monzonites.
γ₁ - Paleozoic
γ₂ - Mesozoic
γ₃ - Tertiary.

Βασικά και Υπερβασικά
γάββροι, σπιλίτες, pillow - lavas.



Basic and Ultrabasic
gabbros, spilites, pillow - lavas.

διαβάσεις (δ) περιδοίτες, δουνίτες, πυροξενίτες (π) σερπεντινίτες (σ) οφιόλιθοι γενικά (οφ)



diabases (δ) peridotites, dunites, pyroxenites (π) serpentinites (σ) ophiolites in general (οφ)

σερπεντινίτες Παλαιοζωικοί
serpentinites Paleozoic



4 METHODIK

4.1 Probenahme

Im Sommer 1989 wurden im Golf von Messiniakos unter der Leitung von Dr. Chronis mit dem Forschungsschiff Aigaion des Ozeanographischen Instituts von Athen 7 Bohrkern entnommen.

Eine makroskopische Beschreibung und photographische Dokumentation wurde bereits bei der Kernöffnung im Ozeanographischen Institut angefertigt.

Die Kerne wurden nach der makroskopischen Ansprache in verschiedenen dicke Abschnitte unterteilt. Dabei wurden an auffälligen Stellen kürzere Kernabschnitte vorgenommen. Das Probenmaterial wurde in Plastikbehälter gefüllt und im Kühlschrank zur Aufbewahrung gelagert.

Zusätzlich wurden im Juni 1991 mittels eines Kastengreifers 45 Oberflächen-Sedimentproben entnommen. Dabei wurde das Schiff der Wasserschutzpolizei der Hafenstadt Kalamata zur Verfügung gestellt. Das so gewonnene Probenmaterial von der obersten ca. 5cm wurde in Glasbehälter gefüllt und im Kühlraum gelagert. Für den Transport wurden die Proben mittels Trockeneis auf einer konstanten Temperatur um den Gefrierpunkt gehalten. Unmittelbar darauf wurden diese Proben bis zur Aufbereitung getrocknet und gelagert.

Die Entnahmestellen und Areale der analysierten Proben sind in Abb.12 wiedergegeben. Die Koordinaten von den Kernen sowie die mittlere Wassertiefe sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Die Lage der Oberflächensedimentproben und deren mittlere Wassertiefe sind im Anhang aufgelistet.

Position	Breitengrad φ	Längengrad λ	Tiefe m
1	36° 54´ 75	22° 04´ 65	600
2	36° 52´ 9	21° 59´ 5	300
3	36° 57´ 3	22° 00´ 75	310
4	36° 59´ 08	22° 00´ 13	68
5	36° 58´ 3	22° 05´ 08	330
6	36° 58´ 4	22° 06´ 38	310
7	37° 00´ 06	22° 06´ 04	67

Tab. 1: Koordinaten der Position der Kerne und mittlere Wassertiefe.

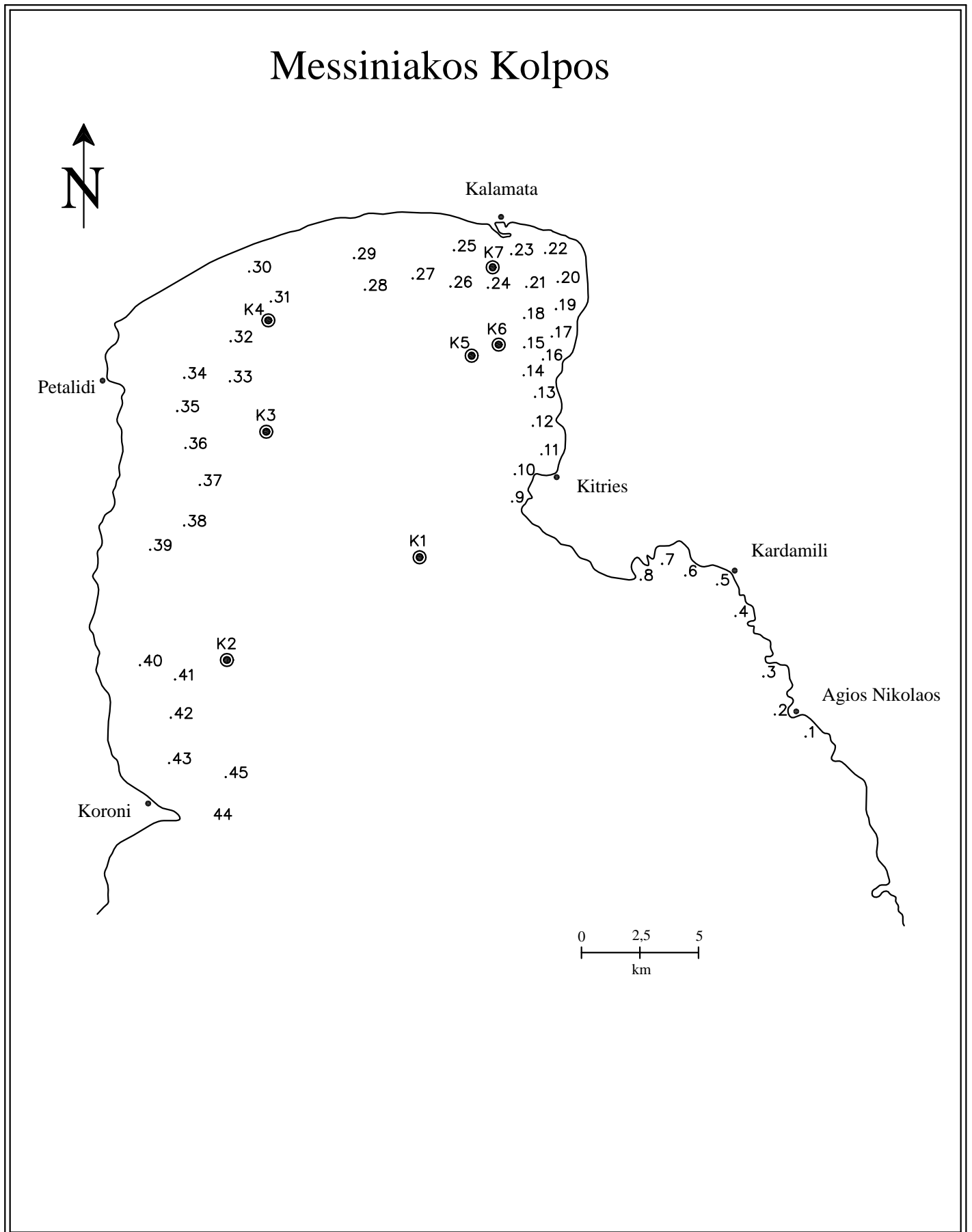


Abbildung 12: Probennahmepunkte in Messiniakos Kolpos

4.1.2 Probenaufbereitung

Für die Untersuchungen der Sedimentproben wurden die einzelnen Proben gemischt und mittels eines Dialysierschlauches mehrfach entsalzt. Für jeden Vorgang wurden 4-6 Tage benötigt.

Durch Sieben des entsalzten Materials wurde die Fraktion $< 20 \mu\text{m}$ abgetrennt. Sowohl die Gesamtprobe als auch die Fraktion $< 20 \mu\text{m}$ wurden bei 50°C getrocknet und im Achatmörser gemahlen.

Für die Schwermetalluntersuchungen wurden 0.5 g der getrockneten und gemörserten Probesubstanz mittels Königswasser bei 160°C 3 Stunden lang aufgeschlossen (DIN 38414). Die Aufschlusslösung wurde mit destilliertem Wasser auf 50 ml aufgefüllt und am nächsten Tag vom unlöslichen Rückstand in PVC-Gefäße filtriert.

4.2 Sedimentanalytik

4.2.1 Granulometrie

Zur qualitativen und quantitativen Bestimmung der Korngrößenfraktionen wurde eine Sieb – und Schlämmanalyse durchgeführt.

Zur Auflockerung des Korngefüges wurden zwischen 10 und 20 g der bei 60 °C getrockneten Probe durch Zugabe von dest. Wasser 2 mal 30 Sekunden mit Ultraschall suspendiert.

Die Sandfraktion wurde durch Nasssieben mit einem Nylonsieb < 63 µm abgetrennt. Zur weiteren Auftrennung in Kornklassen wurde ein ATTERBERG – Sedimentationszylinder verwendet.

Kornklassen		Füllhöhe (in cm)	Verweildauer (24°C)
Grobsilt	63 - 20 µm		
Mittelsilt	20 - 6,3µm	20	9 min
Feinsilt	6,3 – 2 µm	25	1h 30 min
Ton	< 2 µm	25	17h 30 min

Tab. 2: Schritte zur Abtrennung von Kornklassen durch Atterberg-Sedimentations - Zylinder (Müller 1967)

Der Schlämmvorgang wurde für jede Fraktion solange wiederholt, bis im Wasser keine Eintrübung mehr zu erkennen war (in der Regel 8 – 10 mal).

Die einzelnen Fraktionen wurden in Porzellanschalen aufgefangen und im Trockenschrank bei 60 °C eingedampft.

4.2.2 Karbonatbestimmung

Die Messung des Karbonatanteils der Proben erfolgte nach dem Prinzip der gasometrischen CO_2 - Bestimmung in einem verschlossenen Druckbehälter.

Als Messgerät wurde eine Karbonatbombe (MÜLLER & GASTNER, 1971) verwendet. Der bei der Zersetzung des Karbonats bei Zugabe von HCl (20 %) entstehende CO_2 - Druck ist proportional zum Karbonatgehalt der Probe und kann somit zur quantitativen Analyse verwendet werden.

Da der äußere Luftdruck das Verfahren beeinflusst, wurde das Manometer vor jeder Meßreihe mit Hilfe einer Referenzprobe (97 % CaCO_3) kalibriert. Die Nachweisgrenze dieses Verfahrens liegt bei 0,3 % CaCO_3 .

4.2.3 Metallmessungen

Zur Messung der Schwermetallkonzentrationen wurde ein Atomabsorptionsspektrometer (Modell 3030 der Firma Perkin Elmer) verwendet.

Geräteeinstellungen und Verfahren sind dem Handbuch von Perkin – Elmer entnommen.

Die Elemente Eisen, Mangan, Nickel, Kobalt, Blei, Zink, Kupfer, Chrom und Silber konnten mit der Flammen–Atomisierung (Luft–Acetylen) über eine Standardkalibrierung gemessen werden.

Die Cadmiumkonzentrationen konnten in allen Proben nur mit der Graphitrohr- technik (HGA 500) bestimmt werden.

Quecksilber wurde mit dem Kaltdampf–Verfahren gemessen. Zur Messung diente der Mercury Analyser 254 A der Firma Seither. Es wird dabei das in saurer Lösung vorliegende Quecksilber unter Zugabe von Zinn(II) Chlorid (Sn Cl_2) zu Metall reduziert. Dieses wird per Luftstrom aus der Lösung in die Gasphase überführt und in die Messküvette des Analysators geleitet. Dort erfolgt die Bestimmung der Quecksilber–Konzentration.

4.2.4 Nährstoffe

4.2.4.1 Organischer Kohlenstoff und Gesamtschwefel

Die Bestimmung von organischen Kohlenstoff und Schwefel erfolgte mit dem Gerät Leco CS – 225 der Firma Leco Corporation. Die Probe wurde in einem Hochfrequenzinduktionsofen bei 1800 °C verbrannt.

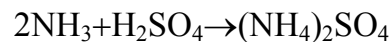
Für die Messung wurden 0,5 – 1,0 g feingemahlene Sedimente benutzt.

4.2.4.2 Gesamt-Stickstoff

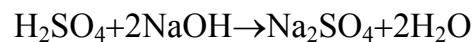
Die Bestimmung des Gesamt-Stickstoffs erfolgte nach dem Kjeldahl-Verfahren.

Dafür wurde 1g der homogenisierten und gemörsterten Gesamtprobe durch Zugabe von H₂SO₄ und Selenreaktionsgemisch als Katalysator bei 340°C aufgeschlossen.

Durch H₂SO₄ wird die organische Substanz zerstört (oxydiert), Sauerstoff wird abgegeben und zu H₂SO₃ reduziert. SO₂ entweicht. Der in verschiedenen Formen organisch gebundene Stickstoff wird in Ammoniumsulfat überführt.



Danach erfolgt die Reduktion zu NH₃ in alkalischer Lösung in der Makro – Parnaß – Wagner Apparatur. Das Gas wird in schwefelsaurer Lösung zu Ammoniumsulfat gebunden, der H₂SO₄ – Überschuss mit NaOH zurücktritiert.



4.2.4.3 Phosphatbestimmung

Die Bestimmung des Gesamt-Phosphors erfolgte photometrisch aus dem Schwermetallaufschluss durch die Vanadomolybdat – Farbreagenz – Methode, die auf der Reaktion der Phosphorkomponente mit Vanadin – und Molybdänsäure unter Bildung einer gelben Heteropolysäure beruht.

Von dem Aufschluss wurden 3 ml in Messküvetten pipettiert und danach 1 ml Molybdänvanadat zugefügt.

Nach 10 Minuten wurde die eingetretene Gelbfärbung bei 414 nm mit einem Photometer Typ Spectronic 1201 der Firma Milton Roy Company ausgewertet.

4.2.5 Mineralogische Analysen mittels Röntgendiffraktometrie (XRD)

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurden an insgesamt 30 ausgewählten Proben durchgeführt. Dafür wurde ein Röntgendiffraktometer (D 500) mit Cu - $K\alpha$ Strahlung (Wellenlänge 1,5 Å) verwendet.

Die qualitative Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente wurde an texturfreien Pulverpräparaten durchgeführt. Die Proben wurden mit einem Handmörser gemahlen, um Korngrößeneffekte zu minimieren. Die Auswertung erfolgte mit dem Siemens – Software – Paket DIFFRAC AT V 3.0.

Für die tonmineralogischen Untersuchungen wurden luftgetrocknete Pipett – Präparate hergestellt. Dazu wurden wenige g der Gesamtprobe in H_2O dest. durch Ultraschall dispergiert. Anschließend wurde 1 ml der Suspension mit einer Pipette auf einen Glaträger aufgetragen und bei Raumtemperatur (ca. 12 h) getrocknet.

Die luftgetrockneten Proben wurden in Schritten von $2\Theta = 2^\circ$ bis $2\Theta = 70^\circ$ analysiert. Dieselben Präparate wurden nach dem Behandeln mit Etylenglykol mit gleicher Schrittweise und gleichem Winkelbereich erneut geröntgt. Zuletzt erfolgte ein nochmaliges Röntgen dieser Proben nach Erhitzen in ca. 350 °C.

Geräteeinstellung:

Cu - $K\alpha 1$ – Strahlung	1,540510 Å
$\Delta\lambda$:	0.00382
Heizstrom:	30,0 mA
Beschleunigungsspannung	40,0 kV

4.2.6 Bewertungsgrundlagen

Für die Beurteilung der anthropogenen Schwermetallbelastung in einem Sediment bietet sich als Bezugsgröße ("Nullwert") die Schwermetallkonzentration an, die durch die geochemischen Verteilungsgesetze in unbelasteten Sedimenten vorgegeben ist: der "geochemische Background".

Als Vergleichswerte werden die Backgroundwerte Tongesteinsstandard (siehe Tabelle 3) nach Turekian und Wedepohl (1961) verwendet.

Die wiedergegebenen Durchschnittsgehalte an Schwermetallen sind von den Autoren aufgrund zahlreicher Analysen an Tongesteinen verschiedenen Alters aufgestellt.

Grundsätzlich wird in dieser Arbeit die Vergleichbarkeit mit dem Tongestein-Standard sichergestellt, indem nur die Kornfraktion $<20 \mu\text{m}$ der Sedimente betrachtet wird.

Um die Sedimente bezüglich ihrer Belastung zu klassifizieren und um ein Maß für den Grad der Belastung zu finden, wurde der Geoakkumulations-Index nach G. Müller (1978) eingesetzt.

In Anlehnung an die LAWA ("Länderarbeitsgemeinschaft Wasser") bzw. IAWR-Indices ("Internationale Arbeitsgemeinschaft der Wasserwerke im Rheineinzugsgebiet") zur Bewertung der Gewässerqualität wurde von G. Müller (1978) ein Index zur Beurteilung der Sedimentablagerungen, also der Sedimentqualität, vorgeschlagen, der in gleicher Weise für Böden anwendbar ist: der Geoakkumulations-Index. Dieser Geoakkumulations-Index (Igeo) ist ein Maß für die Höhe der Belastung eines Sediments oder Bodens mit anorganischen oder organischen umweltrelevanten Spuren- und Abfallstoffen sowie mit Bioelementen und setzt die heutige Konzentration in Bezug zu präzivilisatorischen Konzentrationen oder – bei in der Natur nicht vorkommenden synthetischen Stoffen, die erst in jüngster Zeit produziert wurden – zu Bezugswerten, die sich aus einer angenommenen gleichmäßigen globalen Verbreitung dieser Stoffe ergeben.

Da dieser Basiswert sehr stark von der Korngröße und damit von der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung sowie den physikalischen Eigenschaften eines Sedimentes abhängt, ist es sinnvoll, in Sedimenten und Böden die Korngröße $<20 \mu\text{m}$, abzutrennen und die Metallkonzentrationen dieser Fraktion mit dem geochemischen Background der fossilen Tongesteine zu vergleichen, die überwiegend aus Partikeln der Fraktion $<20 \mu\text{m}$ aufgebaut sind.

Zahlreiche Untersuchungen an jungen, bereits vor 1850 abgelagerten und daher anthropogen kaum beeinflussten Sedimenten verschiedener aquatischer Ablagerungssysteme – etwa im Bodensee, im Rhein oder in der Nordsee – stimmen auffallend gut mit dem Background-Wert aus alten Ton-Sedimenten überein.

Der für die Beurteilung der Schwermetallbelastung eines Sedimentes vorgeschlagene Geoakkumulations-Index (Igeo) baut auf diesen Background-Wert auf: Um natürliche Schwankungen und auch bereits sehr geringe anthropogene Belastungen einbeziehen zu können, multipliziert man die jeweilige Background-Konzentration mit dem Faktor 1,5 um die obere Grenze der niedrigsten Belastungs-Klasse 0 (“praktisch unbelastet”) zu erhalten. Die Verdopplung dieses Wertes liefert die Obergrenze der nächsthöheren Klasse und jede weitere Verdoppelung führt zur Obergrenze einer höheren Klasse.

Für die Errechnung des Geoakkumulations-Index (Igeo) gilt folgende mathematische Beziehung:

$$I_{\text{geo}} = \log_2 \frac{C_n}{(1,5 * Ba)}$$

Cn = gemessene Konzentration des Elements in der Fraktion < 20 µm des Sediments

Ba = geochemischer Background in der Tonfraktion von präzivilisatorischen Sedimenten desselben Ablagerungsraumes.

Die Igeo-Klasse 6 ist eine nach oben offene Klasse und schließt alle Igeo-Werte ein, die > 5 sind. Umfangreiche Untersuchungen an Sedimenten zahlreicher Oberflächen-gewässer haben gezeigt, dass die Konzentration eines Elements nur in seltenen Ausnahmefällen einen Igeo von 6 übersteigt. Die verbale Benennung der einzelnen Igeo-Klassen wurde den IAWR-Güteklassen angepaßt, lediglich die dort vorkommende Unterscheidung zwischen “belastet” und “verschmutzt” wurde nicht übernommen.

So ergibt sich für die Beschreibung der Sediment-Qualität nach Müller & Förstner 1981:

Klasse 0: praktisch unbelastet

Klasse 1: unbelastet bis mäßig belastet

Klasse 2: mäßig belastet

Klasse 3: mäßig bis stark belastet

Klasse 4: stark belastet

Klasse 5: stark bis übermäßig belastet

Klasse 6. Übermäßig belastet

Element	Pb	Cd	Cr	Cu	Ni	Hg	Zn
mg/kg	20	0,3	90	45	68	0,4	95

Tabelle 3: Backgroundwerte Tongesteinsstandard nach Turekian und Wedepohl (1961)

5 ERGEBNISSE DER OBERFLÄCHENSEDIMENTE

5.1 Granulometrie

Alle berechneten statistischen Parameter der granulometrischen Daten der Oberflächenproben sind in Tabelle 4 aufgeführt.

	Fraktion	Fraktion	Fraktion	Fraktion	Fraktion
	<2 μm	2-6,3 μm	6,3-20 μm	20-63 μm	>63 μm
Mittelwert	13,4	28,6	17,6	10,1	30,3
Median	12,9	25,6	20,2	10,2	12,4
Std. Abw.	0,1	1,78	0,1	7,0	0,3
Minimum	0,4	1,26	0,3	0,3	0,4
Maximum	35,0	75,1	35,2	21,6	97,3
	%	%	%	%	%

Tabelle 4: Statistische Parameter der Granulometrie der Oberflächenproben

Bei der Korngrößenanalyse, die auf Anwendung des Schlämmverfahrens nach Atterberg basiert, wird die infolge des Salzgehaltes des Meerwassers im marinen Milieu auftretende Koagulation und Flockung durch vorheriges Entsalzen der Proben unterbunden, um eine exakte Trennung der Korngrößenfraktionen zu ermöglichen. Die Korngrößenverteilung der Sedimente im Golf ist deutlich von der Wassertiefe abhängig. Am Strand und im flachen Wasser dominieren grobkörnige Sedimente, in größerer Tiefe dagegen überwiegt der Anteil von Silt und Ton.

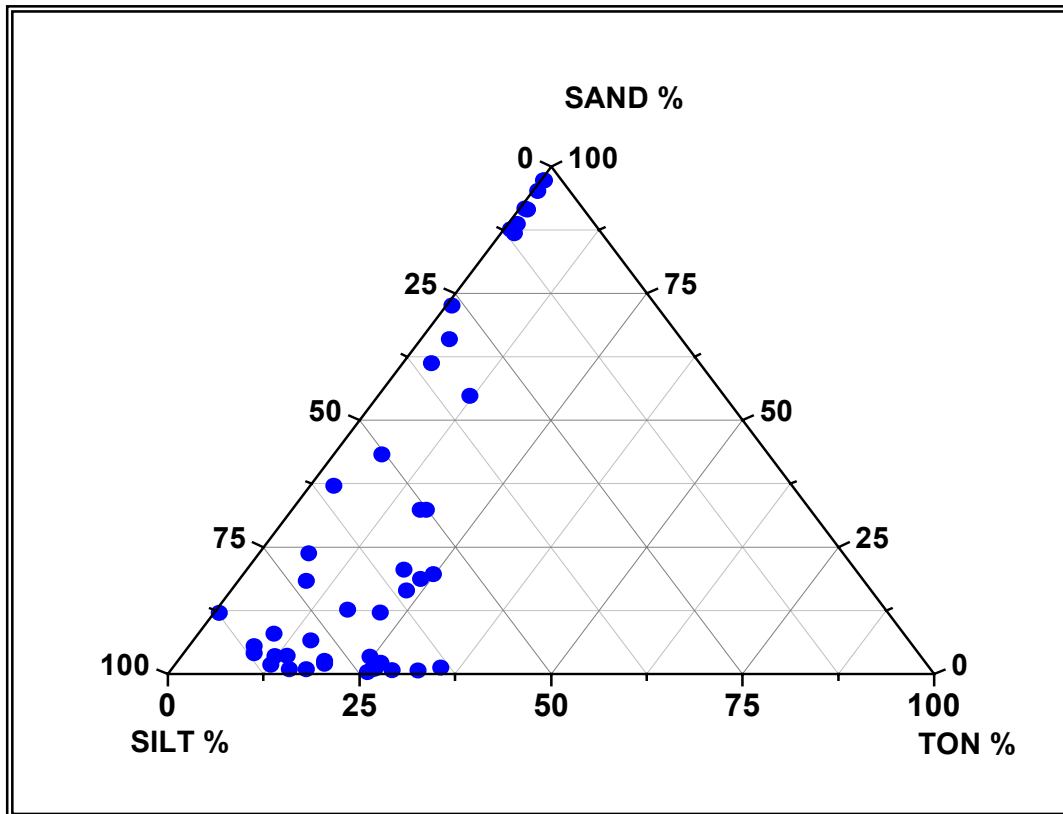


Abb. 13: Ergebnisse der Granulometrie der Oberflächenproben aufgetragen im Sand - Silt - Ton - Dreieck (nach MÜLLER 1963)

Der Mittelwert aller Oberflächen-Sedimentproben beträgt für den Tongehalt 13,4%, bei einer Standardabweichung von 0,1% und einem Median von 12,9%. Das Minimum der Tongehalte beträgt 0,4%, das Maximum dagegen liegt bei 35%.

Der mittlere Feinsiltgehalt beträgt 28,6%, der entsprechende Medianwert 25,6%, die Standardabweichung wurde mit 1,78% errechnet. Das Maximum der Feinsiltgehalte macht 75% aus, die minimalen Gehalte liegen bei 1,3%.

In der Mittelsiltfraktion beträgt der Mittelwert 17,6%, der entsprechende Medianwert 20,2%. Die Standardabweichung wurde mit 0,1% errechnet. Der minimale Wert liegt bei 0,3% bei einem Maximum von 35,2%.

In der Grobsiltfraktion sind Mittelwert und Median fast identisch (10,1% bzw. 10,2%), was auf eine normale Verteilung hinweist. Auch in dieser Fraktion liegt das Minimum bei 0,3%, bei einer Standardabweichung von 0,7%. Der maximale Grobsiltgehalt liegt bei 21,6%.

Der Mittelwert der Fraktion $>63 \mu\text{m}$ beträgt 30,3%, der Median 12,4%.

Die Werte streuen bei einer niedrigen Standardabweichung (0,3%) von 0,4% bis zu 97,3%.

Bei der Betrachtung der graphischen Darstellung der Korngrößenverteilung (Abb. 13), können drei Bereiche differenziert werden: Das Feld des tonigen Silts bzw. des Ton-Silts, das Feld des tonigen sandigen Silts und das Feld des Sandes. Die Sedimente befinden sich im Silt- bis zum Sandbereich.

5.2 Karbonatgehalt

	[%]
Mittelwert	37,5
Median	38,0
Std. Abw.	17,2
Minimum	10,5
Maximum	81,0

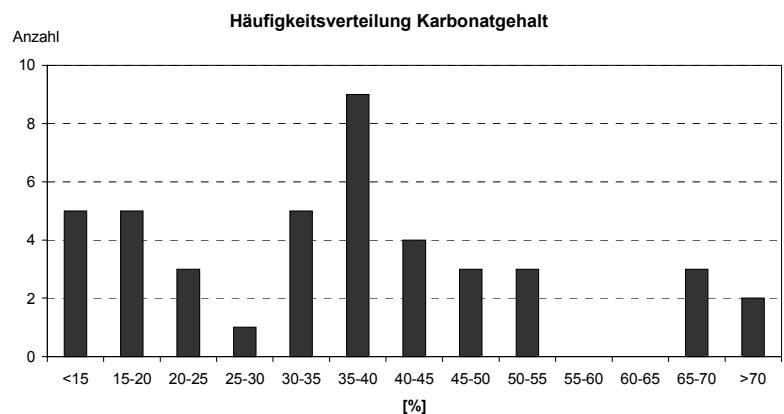


Abb.14: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von CaCO_3 der Oberflächenproben.

Der Mittelwert der Karbonatgehalte des Gesamtsediments aller Oberflächenproben beträgt 37,5%, bei einer Standardabweichung von 17,2% und einem Median von 38%. Probe 8 mit dem absolut höchsten Karbonatgehalt von 81,0% stammt aus dem Kardamyli Gebiet, während der niedrigste Karbonatgehalt von 10,5% in Probe 27 im Norden des Golfs ermittelt wurde.

Gehäuft treten Proben, die die höchsten Karbonatgehalte aufweisen, in der Gegend von Kardamyli auf. Vereinzelt finden sich vergleichbare Karbonatgehalte in Almyros, Nea Koroni und Vunaria.

Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 14) zeigt in grober Vereinfachung eine Bimodalität.

5.3 Metallgehalte der Oberflächensedimente in der Fraktion <math><20\mu\text{m}</math>

5.3.1 Eisen

	<math><20\mu\text{m}</math> [g/kg]
Mittelwert	36,5
Median	33,5
Std. Abw.	4,5
Minimum	27,4
Maximum	46,4

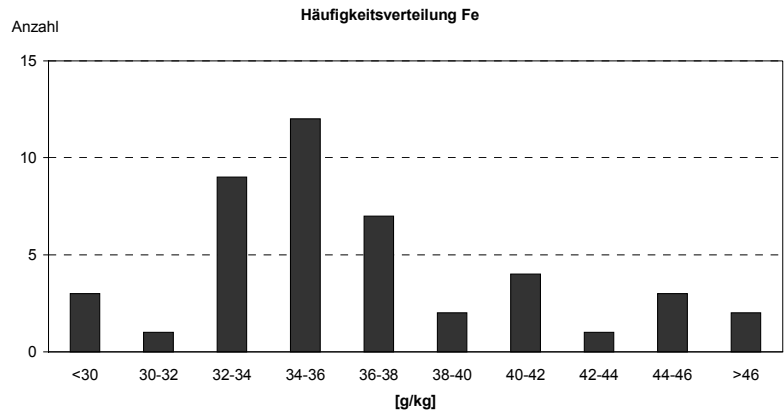


Abb. 15: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Fe im Oberflächensediment

Die Eisengehalte aller Proben bewegen sich in einem Bereich zwischen 27,4 und 46,4 g/kg. Der Mittelwert beträgt 36,5g/kg, der Median 35,5 g/kg.

Die Standardabweichung beläuft sich auf 4,5 g/kg.

Bei mehr als 50% der Proben wurden Fe – Konzentrationen zwischen 33 g/kg und 38 g/kg ermittelt. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 15) weist eine mehrgipfelige Verteilung auf.

5.3.2 Mangan (Mn)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	481
Median	431
Std. Abw.	191
Minimum	246
Maximum	1.224

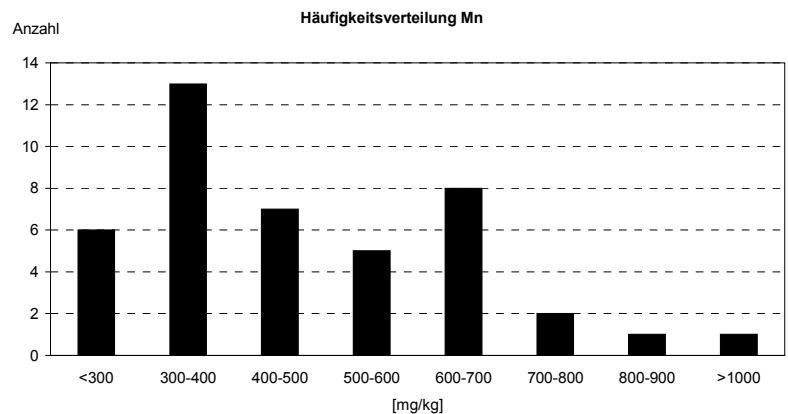


Abb. 16: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Mn im Oberflächensediment

Die Mangankonzentrationen aller Proben variieren zwischen 246 mg/kg und 1.224 mg/kg. Der Mittelwert beträgt 481 mg/kg bei einer Standardabweichung von 191 mg/kg und einem Median von 431 mg/kg. Das Histogramm der Mangankonzentrationen (Abb. 16) zeigt eine linkssteile bimodale Verteilung.

5.3.3 Kobalt (Co)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	17,5
Median	17,0
Std. Abw.	4,5
Minimum	10,0
Maximum	35,4

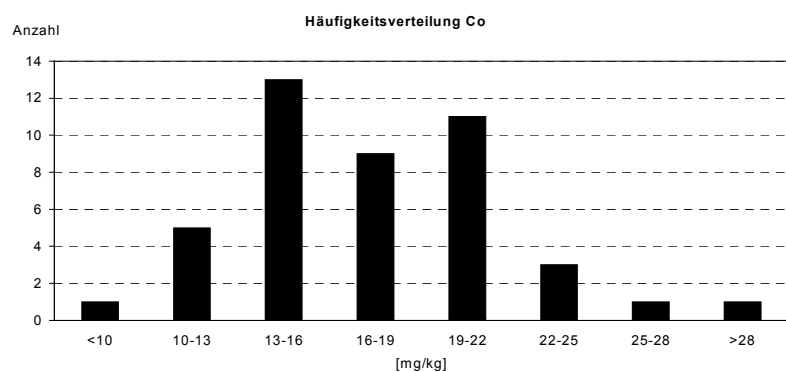


Abb. 17: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Kobalt im Oberflächensediment.

Die Kobaltgehalte schwanken zwischen 10,0 mg/kg und 35,4 mg/kg. Der errechnete Mittelwert beträgt 17,5 mg/kg und ist mit dem Median 17,0 mg/kg nahezu identisch. Die Standardabweichung liegt bei 4,5 mg/kg. Das Histogramm der Kobaltkonzentrationen (Abb. 17) zeigt eine leicht linkssteile unimodale Verteilung.

5.3.4 Chrom (Cr)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	358
Median	343
Std. Abw.	78
Minimum	298
Maximum	697

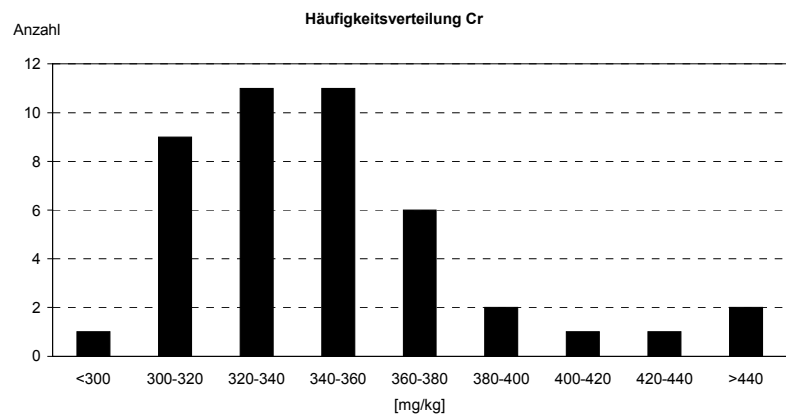


Abb. 18: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Cr im Oberflächensediment

Die Chromgehalte variieren bei einer Standardabweichung von 78 mg/kg zwischen 298 und 697 mg/kg. Der Mittelwert mit 358 mg/kg ist geringfügig höher als der Median mit 343 mg/kg.

Das Histogramm der Chromkonzentrationen (Abb. 18) zeigt eine linkssteile leicht bimodale Verteilung.

5.3.5 Nickel (Ni)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	100
Median	94
Std. Abw.	31
Minimum	63
Maximum	243

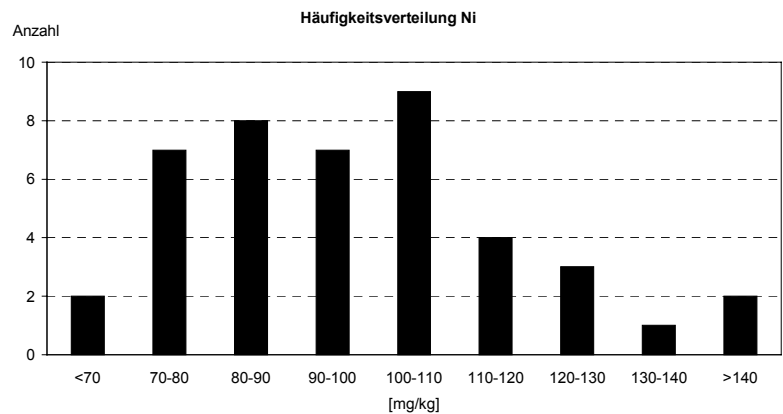


Abb. 19: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Ni im Oberflächensediment

Die Nickelkonzentrationen in der Fraktion <20 μ m streuen bei einer Standardabweichung von 31 mg/kg zwischen 63 mg/kg und 243 mg/kg.

Mittelwert (100 mg/kg) und Median (94 mg/kg) liegen im gleichen Konzentrationsbereich. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 19) weist eine mehrgipfelige Verteilung auf.

5.3.6 Kupfer (Cu)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	43
Median	40
Std. Abw.	15
Minimum	27
Maximum	119

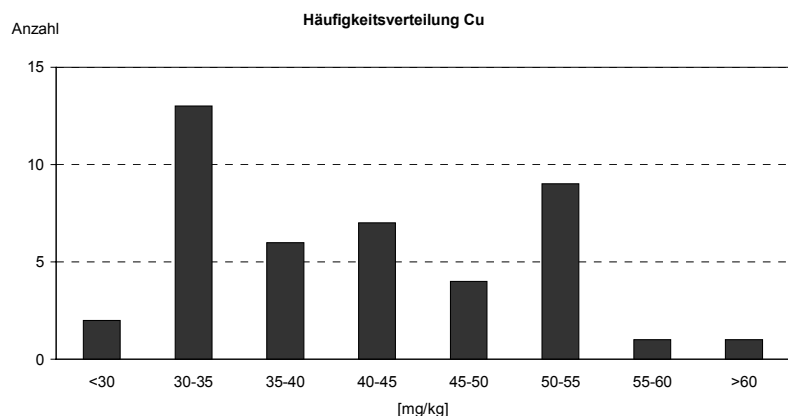


Abb. 20: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Cu im Oberflächensediment

Die ermittelten Kupferkonzentrationen im Sediment liegen zwischen 27 und 119 mg/kg.

Der Mittelwert beträgt 43 mg/kg, der Median 40 mg/kg. Die Standardabweichung liegt bei 15 mg/kg. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 20) zeigt in grober Vereinfachung eine linkssteile Unimodalität.

Die häufigsten Konzentrationen liegen zwischen 30-35 mg/kg, die zweithäufigsten in der Klasse 50-55 mg/kg.

5.3.7 Blei (Pb)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	28,8
Median	29,6
Std. Abw.	8,3
Minimum	14,0
Maximum	44,3

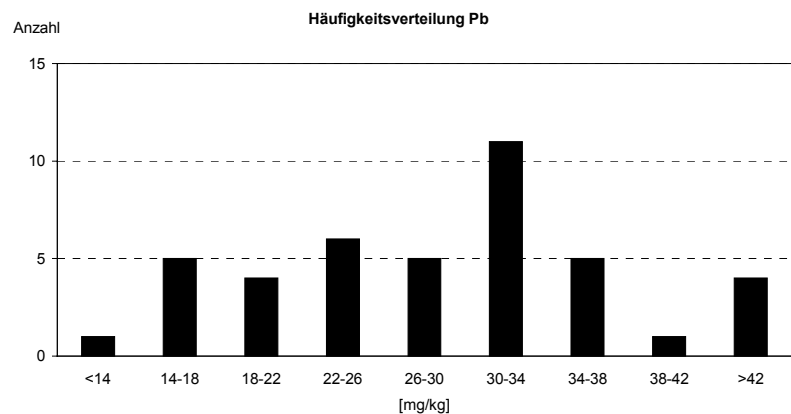


Abb. 21: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Pb im Oberflächensediment

Die Bleigehalte in den Sedimentproben liegen bei einer Standardabweichung von 8,3 mg/kg zwischen 14 und 44,3 mg/kg. Der Mittelwert beträgt 28,8 mg/kg und der Median 29,6 mg/kg.

Das Histogramm der Bleikonzentrationen (Abb. 21) kann in erster Näherung als mehrgipfelig interpretiert werden.

5.3.8 Zink (Zn)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	140
Median	122
Std. Abw.	94
Minimum	92
Maximum	725

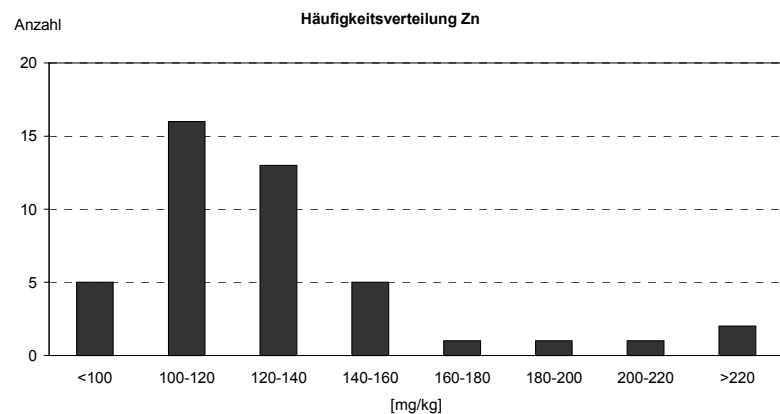


Abb. 22: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Zn im Oberflächensediment

Die Zinkgehalte der Oberflächenproben variieren insgesamt zwischen 92 mg/kg und 725 mg/kg. Der Mittelwert liegt bei 140 mg/kg bei einer Standardabweichung von 94 mg/kg und einem Median von 122 mg/kg. Das Histogramm der Zinkkonzentrationen (Abb. 22) zeigt eine linkssteile unimodale Verteilung.

5.3.9 Cadmium (Cd)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	0,03
Median	0,03
Std. Abw.	0,009
Minimum	<0,02
Maximum	0,05

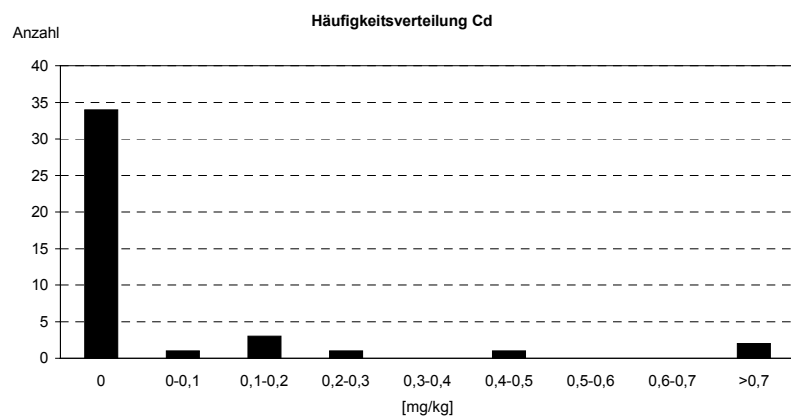


Abb. 23: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Cadmium im Oberflächensediment

Der Mittelwert der Cadmiumgehalte beträgt 0,03 mg / kg, bei einer Standardabweichung von 0,009 mg / kg und einem Median von 0,03 mg / kg. Die geringste Konzentration liegt bei 0,02 mg/kg, die höchste dagegen bei 0,05 mg/kg.

Die Häufigkeitsverteilung (Abb. 23) zeigt eine stark linkssteile eingipfelige Verteilung.

5.3.10 Quecksilber (Hg)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	0,03
Median	0,02
Std.Abw.	0,01
Minimum	<0,02
Maximum	0,09

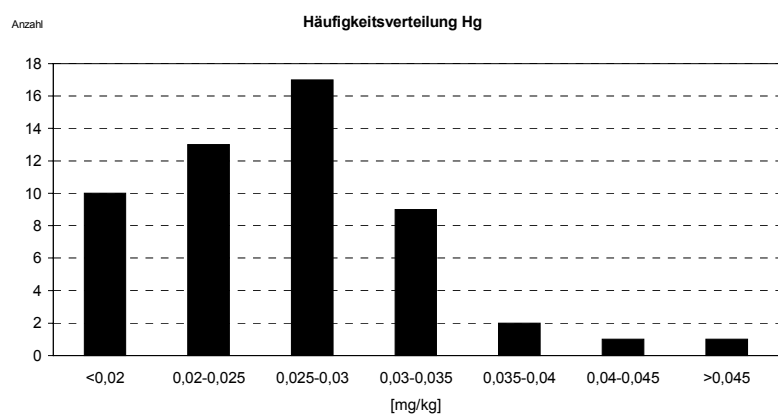


Abb. 24: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Quecksilber im Oberflächensediment

Die Quecksilbergehalte bewegen sich in einem Konzentrations-Bereich von <0,02 mg/kg bis 0,09 mg/kg. Der errechnete Mittelwert liegt bei 0,03 mg/kg, der Median bei 0,02 mg/kg. Die Standardabweichung beträgt 0,01 mg/kg. Nahezu die Hälfte der Proben liegen im Bereich zwischen 0,025 und 0,03 mg/kg.

Das Histogramm der Quecksilberkonzentrationen (Abb. 24) zeigt eine unimodale leicht linkssteile Verteilung.

5.3.11 Silber (Ag)

	<20 μ [mg/kg]
Mittelwert	0,15
Median	0,02
Std. Abw.	0,26
Minimum	<0,02
Maximum	1,05

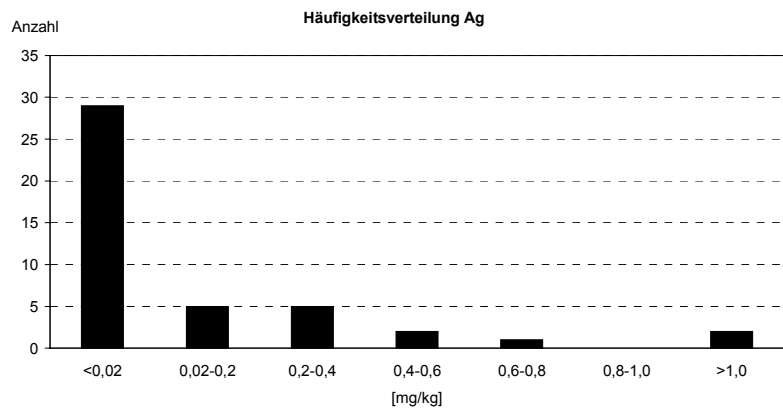


Abb. 25: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Silber im Oberflächensediment

Die Silbergehalte bewegen sich im Bereich zwischen <0,02 und 1,05 mg/kg . Der Mittelwert liegt mit 0,15 mg/kg weit höher als der Median (0,02 mg/kg).

Die Standardabweichung wurde mit 0,26 mg/kg ermittelt. 2/3 aller Proben liegen im Bereich <0,02 mg/kg (unterhalb der Nachweisgrenze der AAS).

Das Histogramm der Silberkonzentrationen (Abb. 25) zeigt eine stark linkssteile ein-gipfelige Verteilung.

5.4 Nährstoffe der Oberflächensedimente

An 45 entnommenen Sedimentproben wurden die Nährstoffparameter Corg., N und S im Gesamtsediment, Phosphat in der Fraktion $<20 \mu\text{m}$ gemessen.

5.4.1 Organischer Kohlenstoff (Corg.)

	[%]
Mittelwert	4,9
Median	5,1
Std. Abw.	1,9
Minimum	1,4
Maximum	9,4

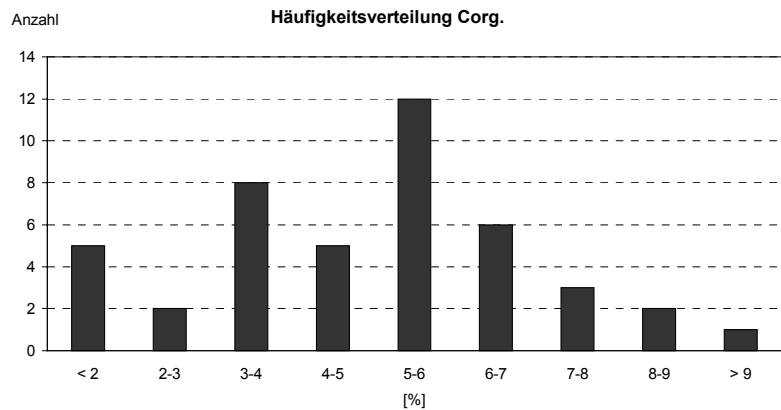


Abb. 26: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Corg. der Oberflächenproben

Die Messungen erfolgten im Gesamtsediment. Der mittlere Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt 4,9 %, die Standardabweichung liegt bei 1,9 %. Maximal - und Minimalwert betragen 9,4 bzw. 1,4 %.

Der geringste Gehalt (1,4 %) wurde in Probe 31 in einer Tiefe von 20 m in Mündungsnähe des Pamissos Flusses gemessen, der höchste dagegen (9,4 %) in Probe 8 in einer Tiefe von 40 m in Kardamyli.

Über 50 % aller Proben haben einen Corg. - Gehalt zwischen 3 – 6 %. 12 von 45 Proben weisen Konzentrationen bis 9 % auf. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb.26) zeigt eine mehrgipfelige Verteilung.

5.4.2 Gesamt-Stickstoff (N)

	[%]
Mittelwert	0,25
Median	0,22
Std. Abw.	0,14
Minimum	0,03
Maximum	0,58

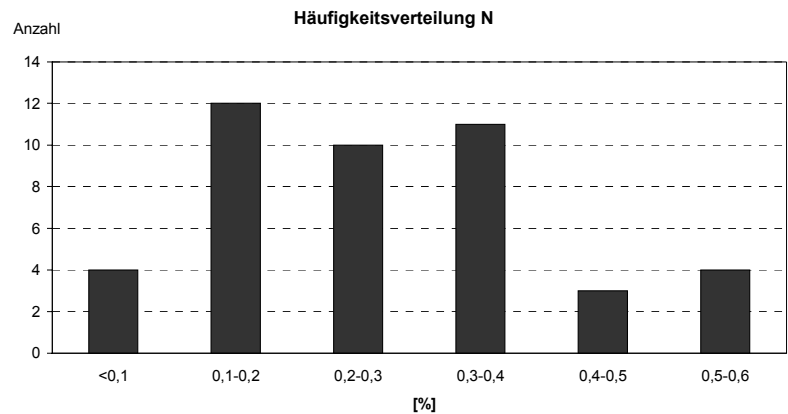


Abb. 27: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von N der Oberflächenproben

Die Stickstoffgehalte bewegen sich in einem Bereich zwischen 0,03% und 0,58%. Der Mittelwert beträgt 0,25% der Median 0,22%, die Standardabweichung errechnet sich zu 0,14%. Das Histogramm (Abb.27) zeigt in erster Näherung eine unimodale linkssteile Verteilung.

5.4.3 C/N-Verhältnis

Mittelwert	26,0
Median	20,2
Std. Abw.	17,5
Minimum	3,9
Maximum	72,8

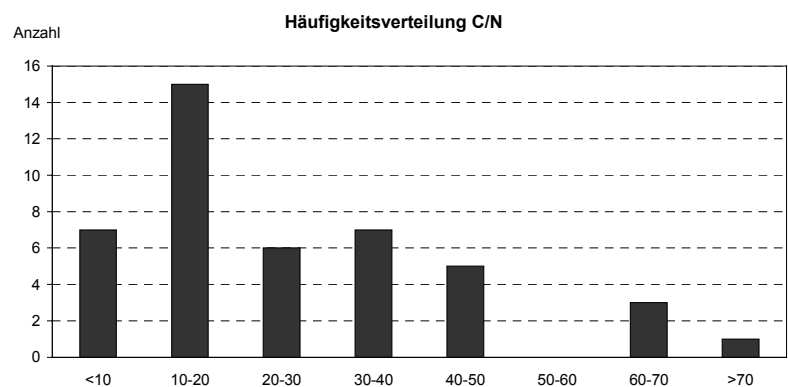


Abb. 28: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von C/N-Verhältnis der Oberflächenproben

Das C/N - Verhältnis variiert zwischen 3,9 und 72,8.

Die Standardabweichung wurde 17,5 errechnet, der Mittelwert von 26 ist höher als der Median von 20,2. Das Histogramm (Abb. 28) zeigt eine linkssteile Unimodalität.

5.4.4 Phosphat (ges.)

	[%]
Mittelwert	0,20
Median	0,20
Std. Abw.	0,03
Minimum	0,10
Maximum	0,27

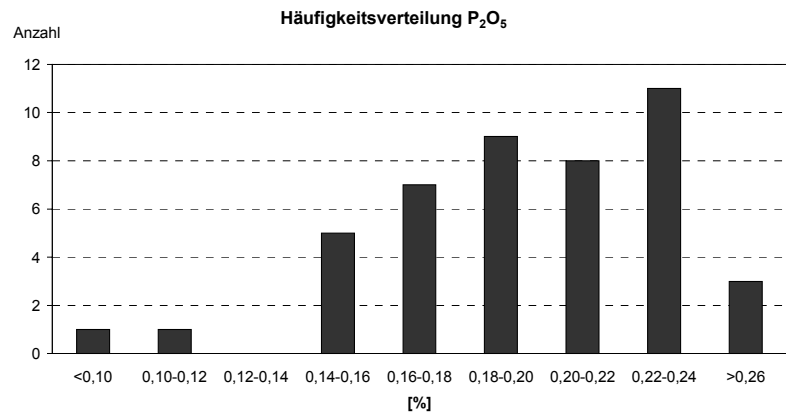


Abb. 29: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von Phosphat (ges.) der Oberflächenproben

Die Phosphatgehalte bewegen sich bei einer Standardabweichung von 0,03% in einem Bereich zwischen 0,10% (Probe 7) und 0,27% (Probe 1). 14 Proben haben Phosphatkonzentrationen, die über 0,2% liegen. Gehalte unter 0,2% wurden in 16 Proben ermittelt. Mittelwert (0,20%) und Median (0,20%) stimmen gut überein.

Das Histogramm der Phosphatgehalte (Abb. 29) zeigt eine unimodale stark rechtssteile Verteilung.

5.4.5 Schwefel (S)

	[%]
Mittelwert	0,19
Median	0,11
Std. Abw.	0,18
Minimum	0,016
Maximum	0,68

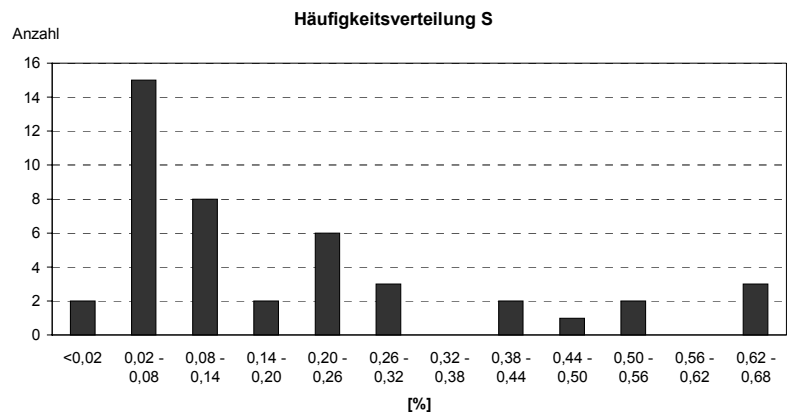


Abb. 30: Statistische Parameter und Häufigkeitsverteilung von S der Oberflächenproben

Die Schwefelgehalte variieren von 0.016% (Probe 8 in Kardamyli) bis 0,68% (Probe 15 in Mikra Mantinia). Der Mittelwert beträgt 0.19%, der Median 0.11% bei einer Standardabweichung von 0.18%. Das Histogramm der Schwefelgehalte (Abb. 30) zeigt eine mehrgipfelige stark linkssteile Verteilung.

5.4.6 Mineralogische Zusammensetzung der Sedimente des Messiniakos

Durch die röntgenographischen Untersuchungen in ausgewählten Oberflächen- und Kernproben konnte die mineralogische, insbesondere die tonmineralogische Zusammensetzung des Sediments im Untersuchungsgebiet qualitativ bestimmt werden. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen die Dominanz von Quarz gefolgt von Calcit, Dolomit, Feldspäte, Hornblende und untergeordnet Aragonit. Die Tonminerale Illit, Kaolinit und Chlorit konnten identifiziert werden. Illit zeichnet sich als das dominierende Tonmineral in den Sedimenten des Messiniakos aus.

Quarz bildet den wesentlichen Anteil der kristallinen Materie in den Sedimenten des Golfs. Der Calcit ist das am häufigsten verbreitete Karbonatmineral und tritt besonders in den groben Fraktionen auf.

Bei den Feldspäten handelt es sich um Plagioklas und Kalifeldspat.

6 Geochemische Analysen der Sedimentkerne

Die Schwermetall- und Phosphatbestimmung in den Sedimenten der Kernproben wurde in der Fraktion $<20\mu\text{m}$ durchgeführt, während die Gehalte der anderen Nährstoffe in der Gesamtprobe ermittelt wurden.

Die erzielten Ergebnisse sowohl aller Kerne als auch für jeden einzelnen Kern werden in der jeweilige Tabelle und im Anhang aufgeführt.

6.1 Granulometrie

[%]	Alle Kerne				
	$< 2\mu$	2-6,3 μ	6,3-20 μ	20-63 μ	$> 63\mu$
Mittelwert	37,7	17,0	24,0	16,8	4,6
Median	40,4	17,6	23,0	15,3	1,3
Std. Abw.	11,9	4,5	5,2	9,7	9,3
Minimum	9,5	0,90	11,8	0,9	0,2
Maximum	57,9	30,5	41,6	50,2	56,4

Tabelle 5: Statistische Parameter der Korngrößenverteilung in den Sedimentkernen

Die statistischen Parameter der granulometrischen Daten sämtlicher Kernproben sind in Tabelle 5 aufgelistet.

In den Kernprofilen zeigen sich nur geringfügige Unterschiede in der Korngröße. Schon bei ihrer makroskopischen Beschreibung wurde die Homogenität der Kerne festgestellt.

Der Mittelwert des Tongehaltes aller Proben beträgt 37,7 % und der Median 40,4%. Die Standardabweichung 11,9 %. Der geringste Gehalt der Tonfraktion liegt bei 9,5%, das Maximum bei 57,9 %. Der mittlere Feinsiltgehalt beträgt 17,2 %, der entsprechende Medianwert 17,6 %. In dieser Fraktion liegt das Minimum (0,9 %) sehr niedrig, bei einer Standardabweichung von 4,5 % liegt der maximale Gehalt bei 30,5 %. In der Mittelsiltfraktion beträgt der Mittelsiltgehalt 24 %, der Median 24 % bei einem Minimumgehalt von 11,8 % und einem Maximum von 41,6 %. Die Standardabwei-

chung liegt bei 5,2 %. Für den Grobsiltbereich sind Mittelwert und Median unterschiedlich (16,8 bzw. 15,3 %). Die Gehalte an Grobsilt in den Kernproben variieren zwischen 0,9 % und 50,2 %, die Standardabweichung beträgt 9,7 %. Der Mittelwert der Klasse $> 63\mu\text{m}$ beträgt 4,6 % der Median 1,3 %. Die Werte streuen bei einer Standardabweichung (9,3 %) von 0,2 % bis zu 56,4%.

Betrachtet man die graphische Darstellung der Korngrößenverteilung der Kernproben (Abb. 31), so kann man zwei Bereiche differenzieren. Zum einen das Feld des Ton-Silts bzw. des Silt-Tons und zum anderen das Feld des tonigen

Sandsilts. Zu diesem Sedimenttyp gehören die Sedimente des Kerns 4 und 7.

Zu dem Sedimenttyp 1 gehören die anderen Kerne, aus einem feinkörnigen Silt-Ton-Sediment, in dem keine Schichtung zu erkennen ist. Im Kernprofil zeigen sich nur geringfügige Unterschiede in der Korngröße.

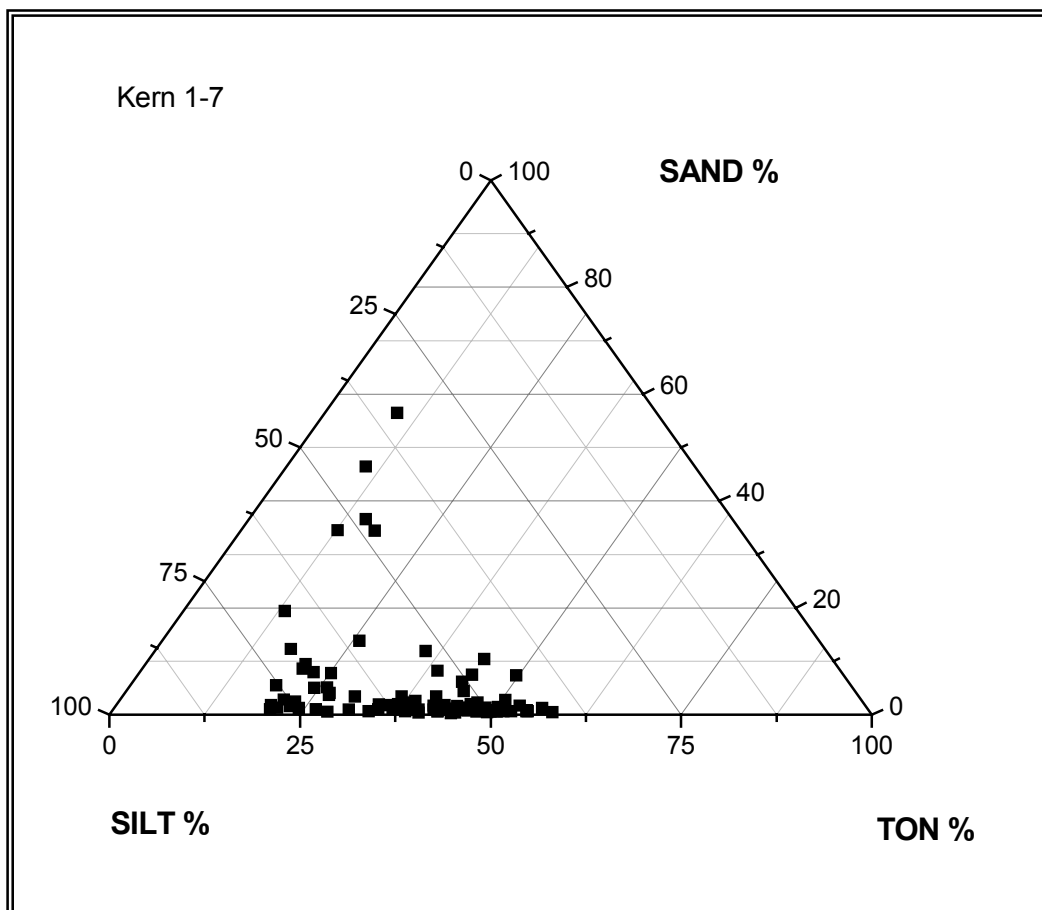


Abb. 31: Ergebnisse der Granulometrie aller Kerne aufgetragen im Sand - Silt - Ton - Dreieck (nach MÜLLER 1963)

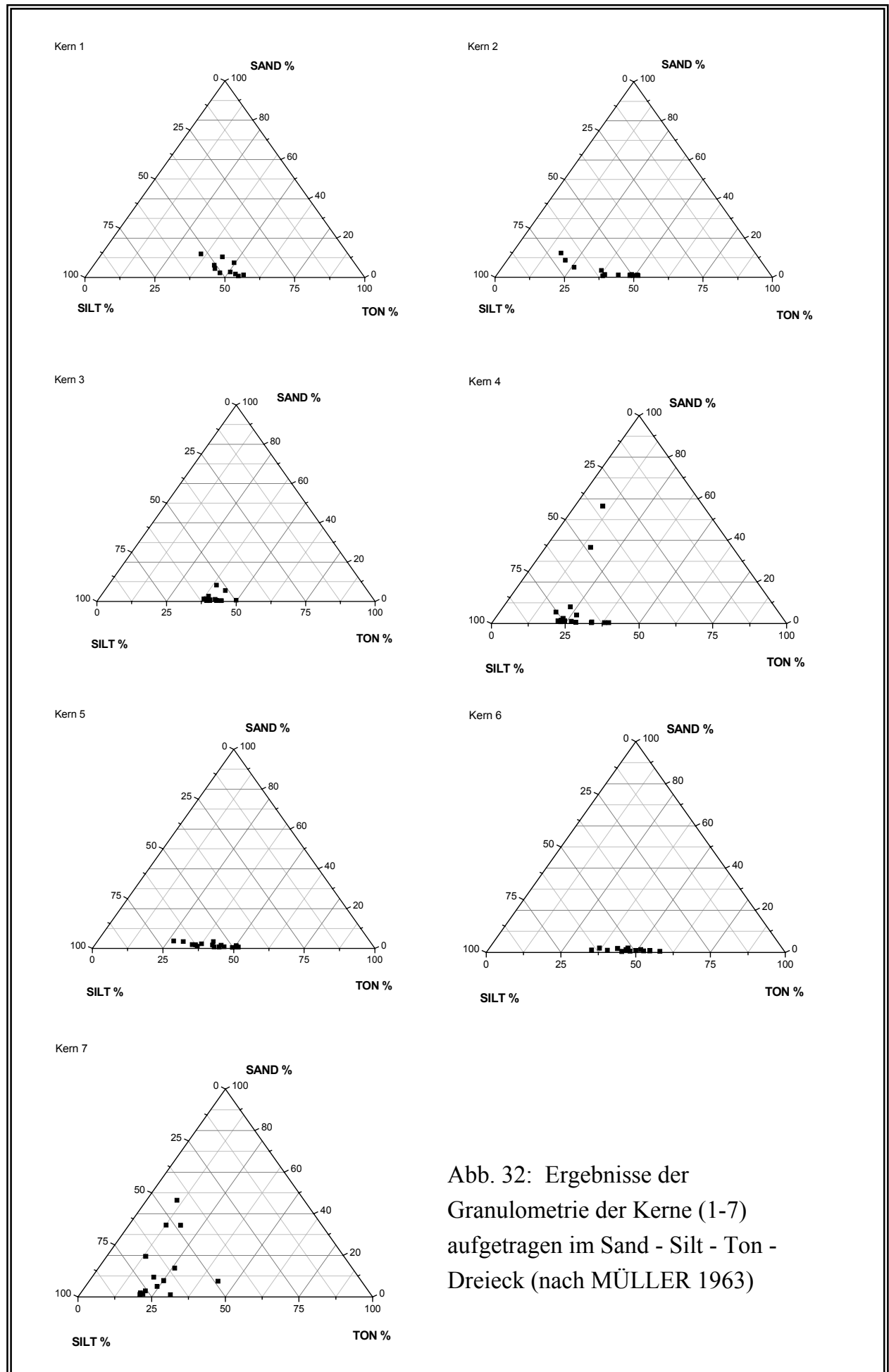


Abb. 32: Ergebnisse der Granulometrie der Kerne (1-7) aufgetragen im Sand - Silt - Ton - Dreieck (nach MÜLLER 1963)

6.2 Karbonat (CaCO₃)

CaCO ₃ [%]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	22.8	24.6	29.3	18.9	20.0	23.8	21.4	8.3
Median	22.5	24.5	28.5	18.6	20.6	24.5	22.2	7.0
Std. Abw.	9.0	3.2	4.6	1.9	2.0	2.7	3.2	3.9
Minimum	15.0	20.0	23.0	16.0	16.0	17.0	15.0	5.0
Maximum	36.0	32.0	36.0	23.0	23.2	27.6	25.6	16.0

Tabelle 6: Statistische Parameter der CaCO₃ – Gehalte in den Kernen

Während die Oberflächensedimente im Allgemeinen mittlere Karbonatgehalte (37,5%) zeigen, ist bei den Kernen eine Abnahme des Karbonatgehaltes (Mittelwert 22,8%) zu beobachten.

Der Mittelwert des Karbonatgehaltes der Kernproben beträgt 22.8 % und ist mit dem Median (22,5%) nahezu identisch. Die Standardabweichung liegt bei 9%; Maximal und Minimalwert betragen 36 % bzw. 15 %. Das Histogramm der Karbonatgehalte (Abb. 33) zeigt eine eingipfelige leicht rechtssteile Verteilung.

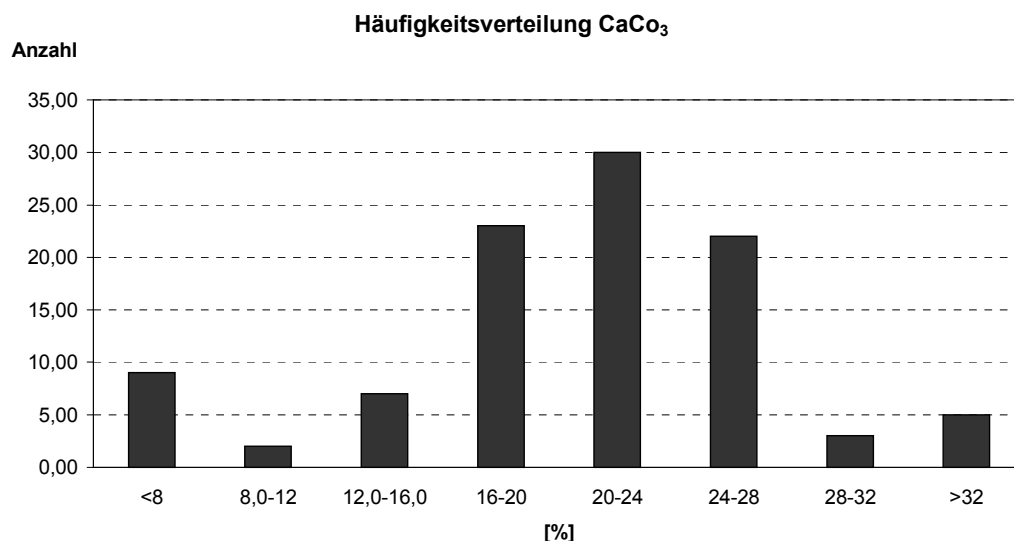


Abbildung 33: Häufigkeitsverteilung der Karbonatgehalte in den Kernen

6.3 METALLGEHALTE DER KERNPROBEN

6.3.1 Eisen (Fe)

Fe [g/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	37	35	35	36	38	37	36	45
Median	37	35	36	38	37	38	35	46
Std. Abw.	5	2	18	19	3	3	2	4
Minimum	14	32	26	14	32	31	33	36
Maximum	51	38	40	42	42	42	38	51

Tabelle 7: Statistische Parameter der Fe-Gehalte in den Kernen

Der mittlere Eisengehalt der Kernproben beträgt 37 g/kg, bei einer Standardabweichung von 5 g/kg und einem Median von 37 g/kg. Die geringste Konzentration liegt bei 14 g/kg, die höchste dagegen bei 51 g/kg. Mittelwert und Median sind nahezu identisch. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 34) zeigt eine unimodale Verteilung der Eisenkonzentrationen.

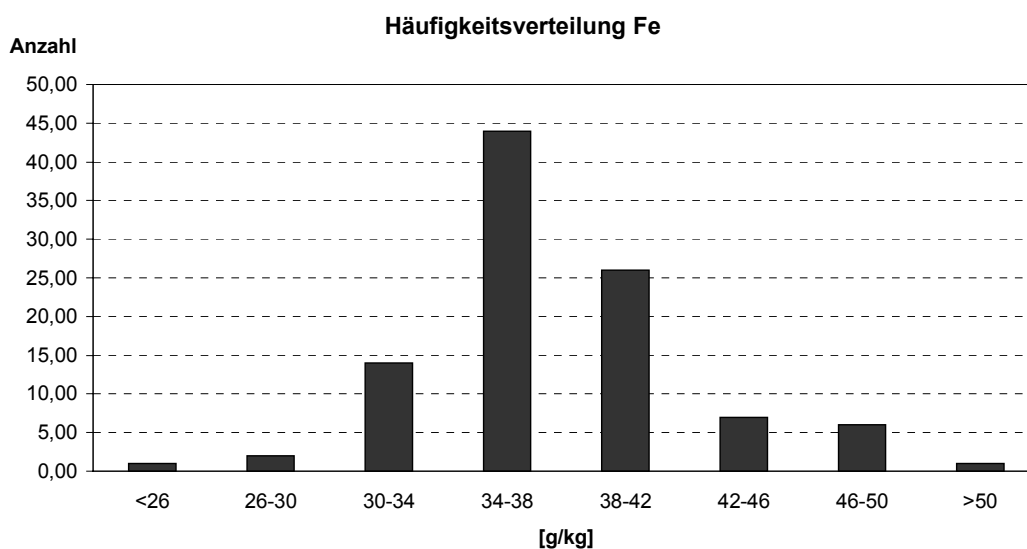


Abbildung 34: Häufigkeitsverteilung der Eisengehalte in den Kernen

6.3.2 Mangan (Mn)

Mn [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	714	613	737	767	688	745	711	708
Median	700	613	636	770	676	755	724	717
Std. Abw.	151	43	93	389	64	109	45	111
Minimum	504	517	504	591	593	530	618	538
Maximum	1887	670	1887	943	799	971	798	933

Tabelle 8: Statistische Parameter der Mn-Gehalte in den Kernen

Die Mangankonzentrationen variieren zwischen 504 mg/kg und 1887 mg/kg. Der Mittelwert beträgt 714 mg/kg und der Median 700 mg/kg. Die Standardabweichung beläuft sich auf 151 mg/kg. Eine linkssteile Unimodalität zeichnet sich in der Häufigkeitsverteilung der Mangangehalte (Abb. 35) ab.

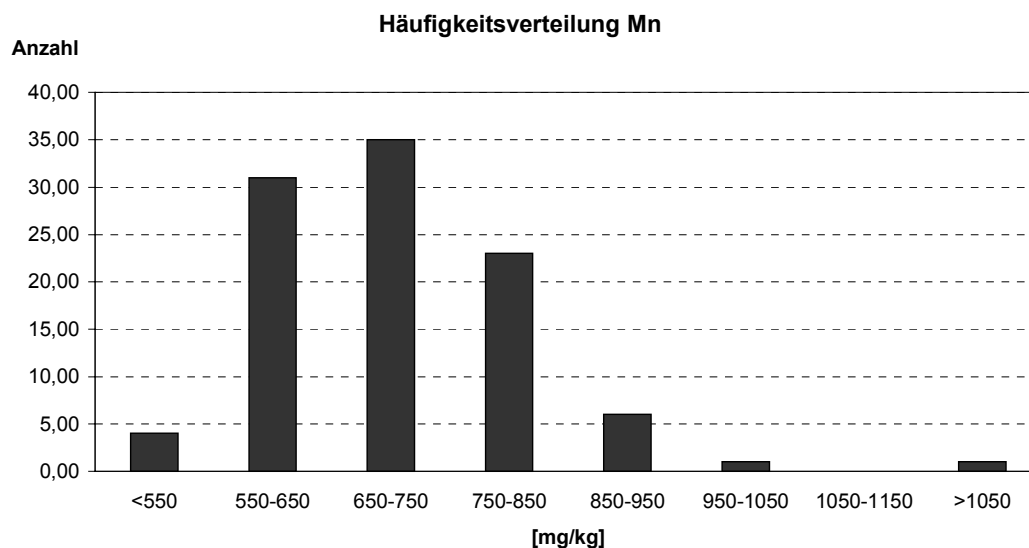


Abbildung 35: Häufigkeitsverteilung der Mangangehalte in den Kernen

6.3.3 Kobalt (Co)

Co [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	21,7	21,2	21,7	23,0	21,0	20,5	21,9	22,6
Median	22,0	21,0	21,5	23,6	21,5	20,4	21,8	22,7
Std. Abw.	3,4	1,2	10,9	11,9	3,3	4,3	1,9	2,6
Minimum	9,0	18,6	15,8	9,0	13,6	14,3	17,5	15,8
Maximum	29,5	23,0	28,9	27,2	27,0	29,5	25,4	26,4

Tabelle 9: Statistische Parameter der Co-Gehalte in den Kernen

Die gemessenen Kobaltkonzentrationen aller Kerne liegen zwischen 9 bis zu 29,5mg/kg . Der Mittelwert beträgt 21,7 mg/kg, der Median 22 mg/kg und die Standardabweichung ist mit 3,4 mg/kg ermittelt.

Die Häufigkeitsverteilung der Kobaltkonzentrationen (Abb. 36) zeigt eine unimodale Verteilung.

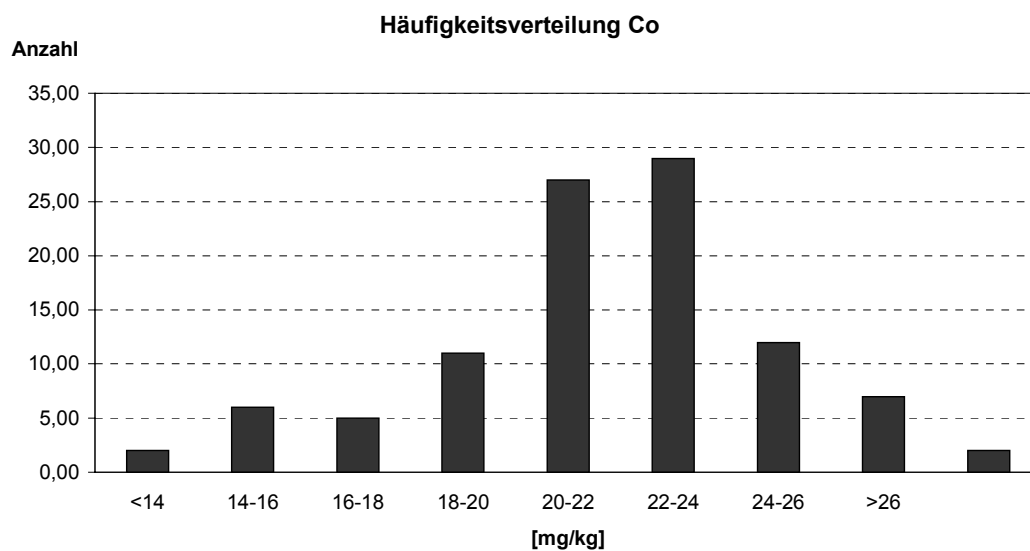


Abbildung 36: Häufigkeitsverteilung der Kobaltgehalte in den Kernen

6.3.4 Chrom (Cr)

Cr [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	461	453	433	448	439	448	535	467
Median	450	455	440	470	434	445	470	452
Std. Abw.	75	16	26	54	25	22	115	113
Minimum	287	421	386	287	397	409	420	339
Maximum	737	480	473	497	489	485	737	735

Tabelle 10: Statistische Parameter der Cr-Gehalte in den Kernen

Die Chromkonzentrationen der Kernproben streuen bei einer Standardabweichung von 75 mg/kg zwischen 287 und 737 mg/kg, der Mittelwert von 461 mg/kg ist deutlich höher als der Median mit 450 mg/kg. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 37) zeigt eine leicht linkssteile bimodale Verteilung auf.

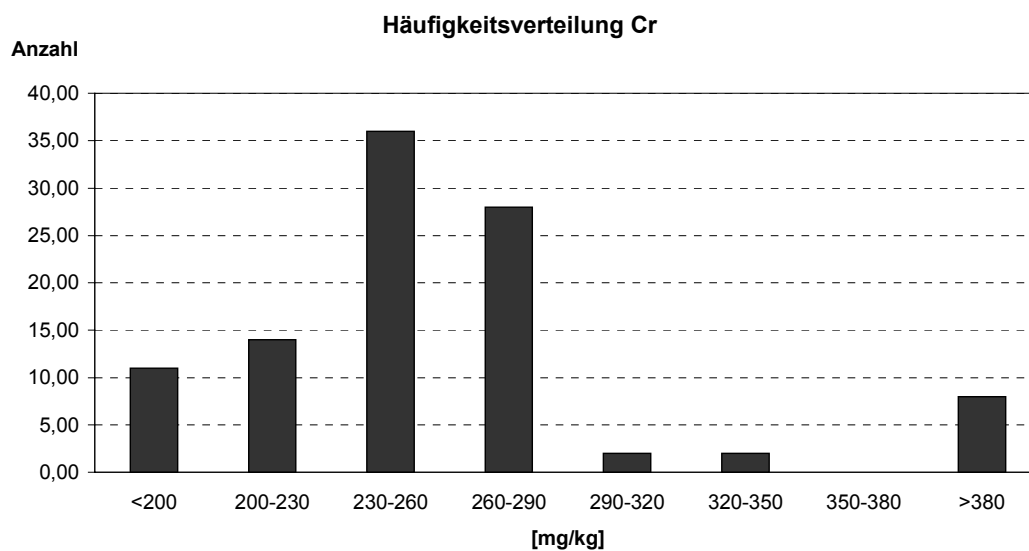


Abbildung 37: Häufigkeitsverteilung der Chromkonzentrationen in den Kernen

6.3.5 Nickel (Ni)

Ni [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	116	122	113	124	116	128	121	92
Median	115	118	111	123	108	125	120	75
Std. Abw.	23	22	57	63	18	16	11	31
Minimum	63	98	91	78	97	100	105	63
Maximum	183	183	145	165	155	170	149	167

Tabelle 11: Statistische Parameter der Ni-Gehalte in den Kernen

Die Nickelgehalte der Kernproben schwanken zwischen 63 mg/kg und 183 mg/kg, bei einer Standardabweichung von 23 mg/kg.

Der Mittelwert von 116 mg/kg und Median mit 115 mg/kg zeigen eine geringe Differenz.

Das Histogramm der Nickelkonzentrationen (Abb. 38) zeigt eine unimodale Verteilung.

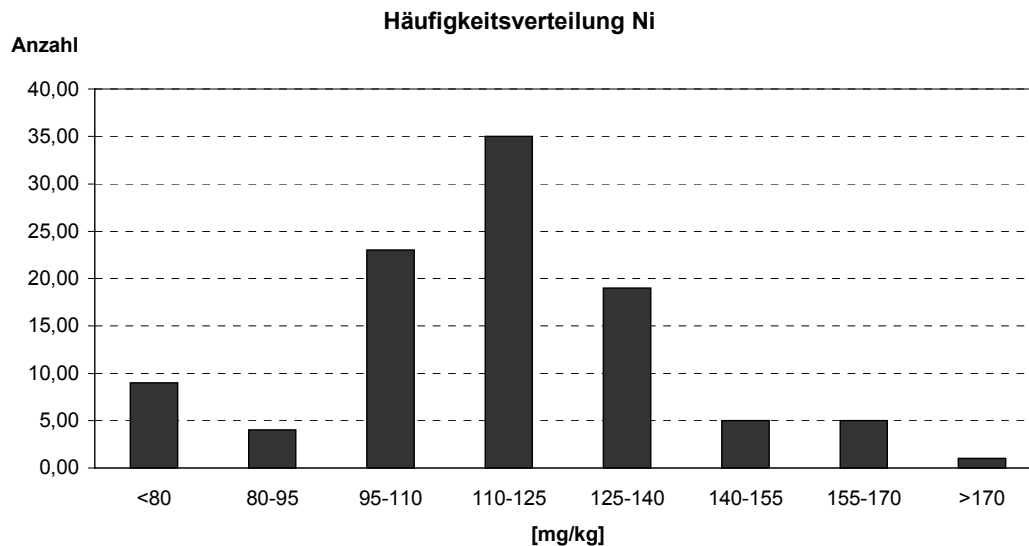


Abbildung 38: Häufigkeitsverteilung der Nickelgehalte in den Kernen

6.3.6 Kupfer (Cu)

Cu [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	86	71	67	92	95	97	67	106
Median	94	70	68	95	74	96	64	109
Std. Abw.	25	27	39	15	10	15	27	14
Minimum	32	41	32	41	81	72	38	86
Maximum	135	103	101	109	118	135	102	124

Tabelle 12: Statistische Parameter der Cu-Gehalte in den Kernen

Die Kupfergehalte in den Kernen variieren im Bereich von 32 mg/kg bis 135 mg/kg. Der Mittelwert beträgt 86 mg/kg bei einer Standardabweichung von 25 mg/kg und einem Median von 94 mg/kg.

Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 39) zeigt eine bimodale Verteilung der Kupferkonzentrationen auf.

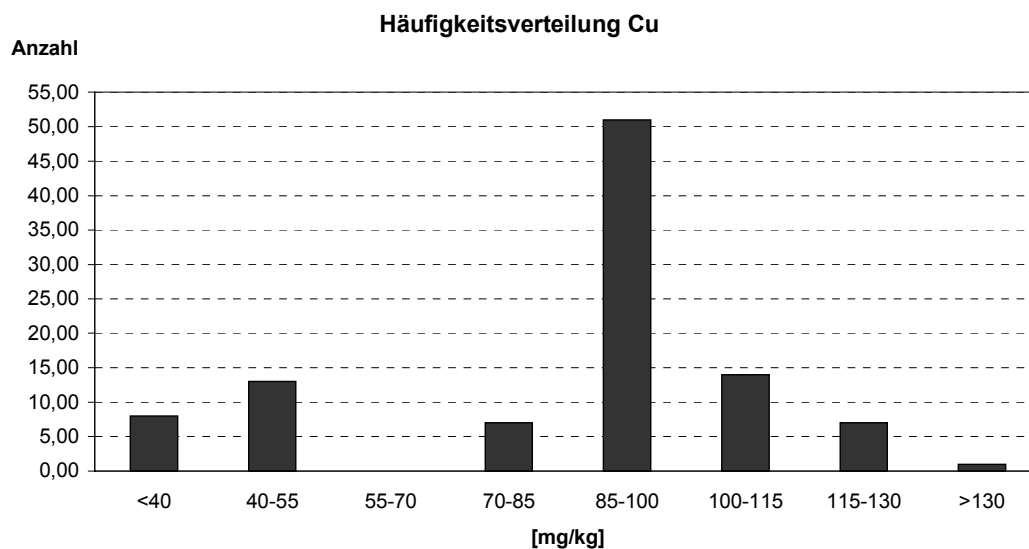


Abbildung 39: Häufigkeitsverteilung der Kupfergehalte in den Kernen

6.3.7 Blei (Pb)

Pb [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	22	17	23	17	17	21	20	37
Median	20	15	23	17	16	21	18	41
Std. Abw.	11	5	7	8	7	8	7	12
Minimum	3	10	12	3	4	5	9	18
Maximum	58	26	37	29	30	35	35	58

Tabelle 13: Statistische Parameter der Pb-Gehalte in den Kernen

Der Mittelwert der Bleigehalte der Kernproben beträgt 22 mg/kg bei einer Standardabweichung von 11 mg/kg und einem Median von 20 mg/kg.

Die geringste Konzentration liegt bei 3 mg/kg, die höchste dagegen bei 58 mg/kg. Eine sehr leicht linkssteile Unimodalität zeichnet sich in der Häufigkeitsverteilung der Bleigehalte (Abb. 40) ab.

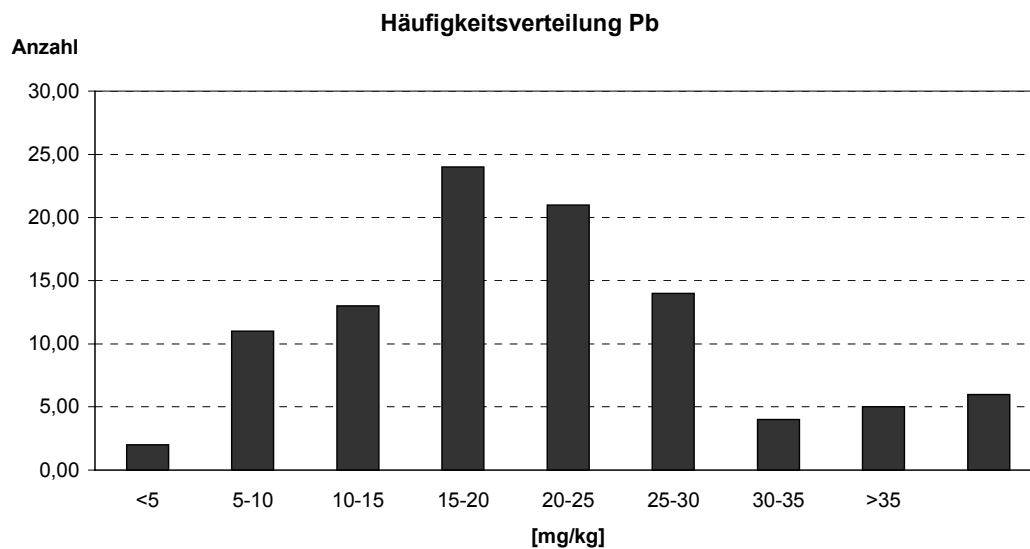


Abbildung 40: Häufigkeitsverteilung der Bleigehalte in den Kernen

6.3.8 Zink (Zn)

Zn [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	101	97	93	100	94	97	104	125
Median	99	97	94	101	93	97	100	124
Std. Abw.	13	3	43	46	9	8	14	12
Minimum	77	92	77	93	82	81	88	107
Maximum	154	103	104	104	116	111	150	154

Tabelle 14: Statistische Parameter der Zn-Gehalte in den Kernen

Der Mittelwert der Zinkgehalte aller Kernproben beträgt 101 mg/kg bei einer Standardabweichung von 13 mg/kg und einem Median von 99 mg/kg. Die geringste Konzentration liegt bei 77 mg/kg, die höchste dagegen bei 154 g/kg.

Das Histogramm der Messungen (Abb. 41) zeigt eine linkssteile unimodale Verteilung.

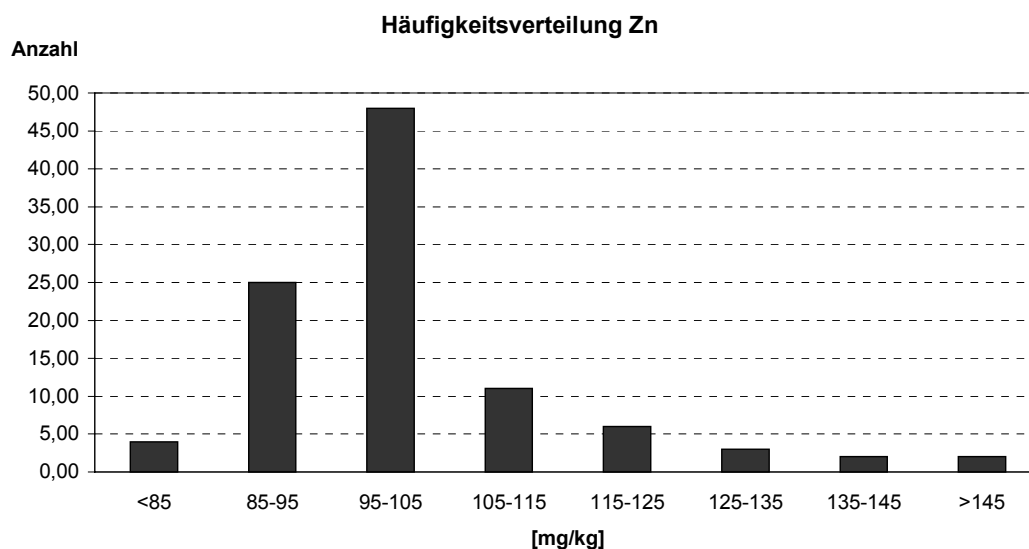


Abbildung 41: Häufigkeitsverteilung der Zinkgehalte in den Kernen

6.3.9 Cadmium (Cd)

Cd [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	0,11	0,06	0,07	0,13	0,09	0,09	0,17	0,17
Median	0,11	0,06	0,07	0,12	0,09	0,09	0,17	0,18
Std. Abw.	0,05	0,04	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03
Minimum	<0,02	<0,02	0,02	0,09	0,05	0,05	0,13	0,11
Maximum	0,26	0,13	0,11	0,26	0,13	0,12	0,19	0,22

Tabelle 15: Statistische Parameter der Cd-Gehalte in den Kernen

Der Mittelwert der Cadmiumgehalte aller Kerne beträgt 0,11 mg / kg, bei einer Standardabweichung von 0,05 mg / kg und einem Median von 0,11 mg / kg.

Die geringste Konzentration liegt unterhalb der Nachweisgrenze (0,02 mg / kg), die höchste dagegen bei 0,26 mg /kg. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 42) kann als linkssteil unimodal angesprochen werden.

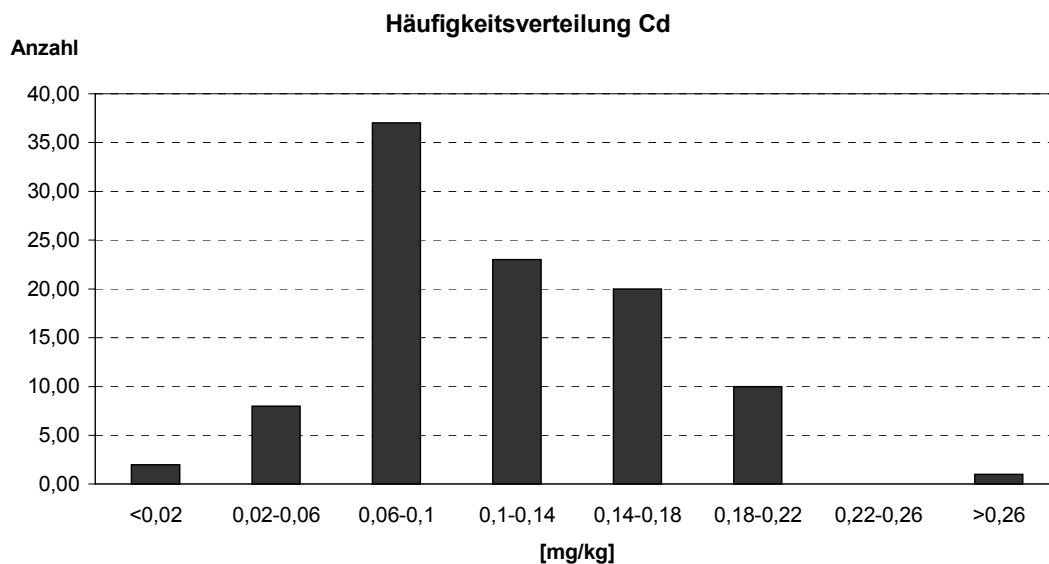


Abbildung 42: Häufigkeitsverteilung der Cadmiumgehalte in den Kernen

6.3.10 Quecksilber (Hg)

Hg [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	0,07	0,06	0,07	0,09	0,05	0,07	0,05	0,13
Median	0,07	0,05	0,06	0,07	0,03	0,08	0,05	0,13
Std. Abw.	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04
Minimum	<0,02	0,05	0,03	0,06	<0,02	<0,02	0,02	0,07
Maximum	0,27	0,15	0,13	0,26	0,12	0,13	0,12	0,27

Tabelle 16: Statistische Parameter der Hg-Gehalte in den Kernen

Für die Quecksilbergehalte aller Kerne wurden Werte zwischen der Nachweisgrenze von 0,02 mg / kg und 0,27 mg / kg gemessen. Der Mittelwert beträgt 0,07 mg / kg bei einer Standardabweichung von 0,05 mg / kg und einem Median von 0,07 mg / kg. Die Häufigkeitsverteilung der Quecksilbergehalte der Kerne (Abb. 43) zeigt eine mehrgipfelige Verteilung.

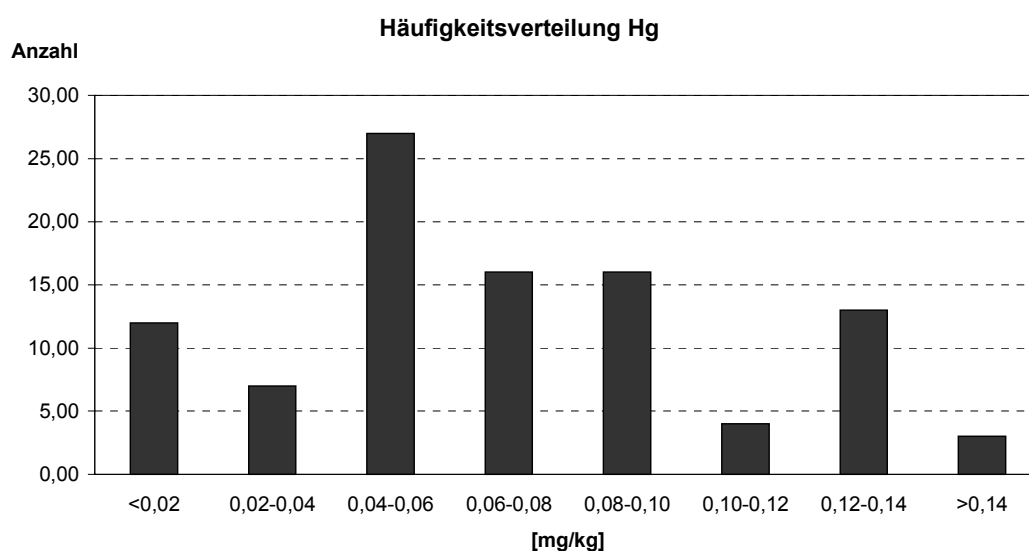


Abbildung 43: Häufigkeitsverteilung der Quecksilbergehalte in den Kernen

6.3.11 Silber (Ag)

Ag [mg/kg]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	0,15	0,17	0,20	0,16	0,22	0,15	0,08	0,06
Median	0,02	0,15	0,07	0,11	0,02	0,09	0,02	0,02
Std. Abw.	0,23	0,16	0,27	0,22	0,36	0,17	0,11	0,12
Minimum	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Maximum	1,20	0,50	0,85	0,90	1,20	0,50	0,33	0,50

Tabelle 17: Statistische Parameter der Ag-Gehalte in den Kernen

Für die Silbergehalte aller Kerne wurden Werte zwischen der Nachweisgrenze von 0,02 mg / kg und 1,20 mg / kg gemessen. Der Mittelwert beträgt 0,15 mg / kg bei einer Standardabweichung von 0,23 mg / kg und einem Median von 0,02 mg / kg.

Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 44) weist eine stark ausgeprägte linkssteile Unimodalität auf.

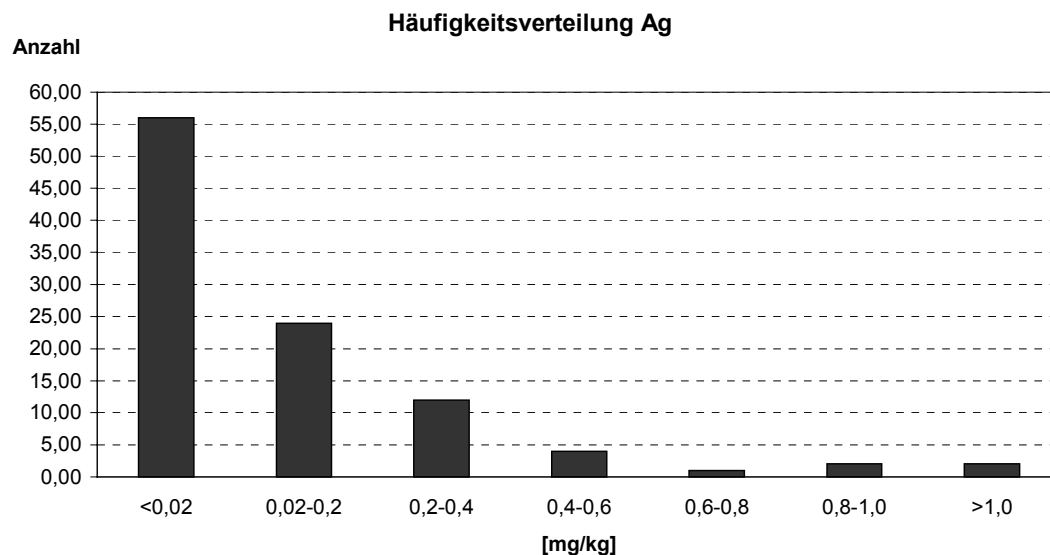


Abbildung 44: Häufigkeitsverteilung der Silbergehalte in den Kernen

6.4 Nährstoffe

6.4.1 Organischer Kohlenstoff (Corg.)

Corg. [%]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	2,92	3,81	3,97	2,95	2,70	2,82	2,83	1,67
Median	2,90	3,74	3,97	2,97	2,70	2,84	2,96	1,72
Std. Abw.	0,79	0,53	0,60	0,16	0,22	0,42	0,28	0,58
Minimum	0,86	2,68	3,06	2,62	2,33	1,89	2,16	0,86
Maximum	4,77	4,65	4,77	3,25	3,16	3,91	3,22	2,97

Tabelle 18: Statistische Parameter der Corg.-Gehalte in den Kernen

Die Messungen erfolgten im Gesamtsediment. Alle Kernsedimente weisen einen geringen Kohlenstoffgehalt auf. Der Gehalt bewegt sich zwischen 0,86% - 4,77%, die Standardabweichung liegt bei 0,79% . Mittelwert (2,92%) und Median (2,90%) sind fast identisch.

Das Histogramm der Kohlenstoffgehalte (Abb. 45) zeigt eine unimodale Verteilung

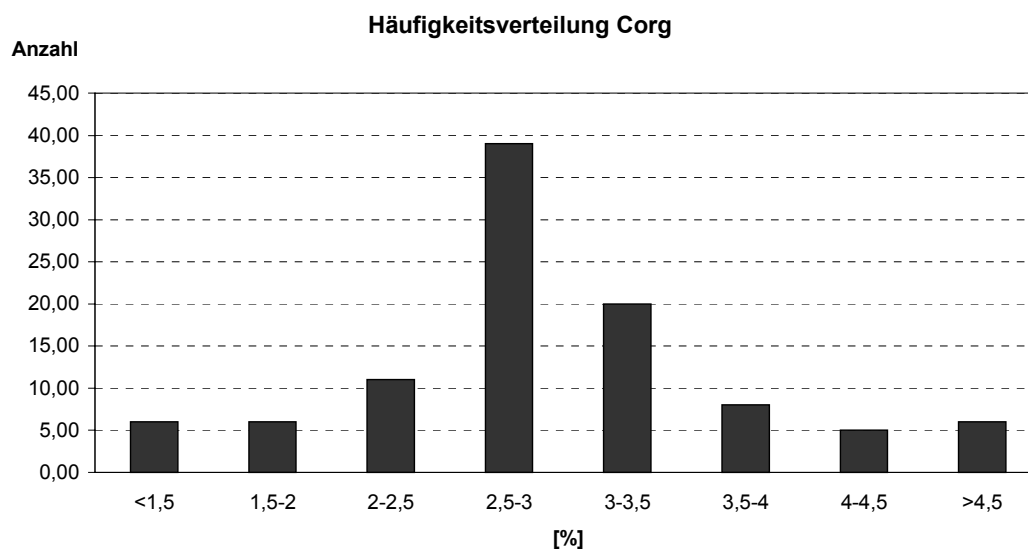


Abbildung 45: Häufigkeitsverteilung der Kohlenstoffgehalte in den Kernen

6.4.2 Gesamt – Stickstoff (N)

N [%]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	0,24	0,22	0,26	0,27	0,20	0,23	0,22	0,28
Median	0,23	0,25	0,22	0,26	0,18	0,23	0,20	0,26
Std. Abw.	0,12	0,09	0,13	0,09	0,12	0,09	0,15	0,10
Minimum	0,03	0,06	0,06	0,10	0,03	0,09	0,03	0,06
Maximum	0,60	0,33	0,51	0,45	0,43	0,44	0,60	0,47

Tabelle 19: Statistische Parameter der N – Gehalte in den Kernen

Der Stickstoffgehalt aller Kerne streut zwischen 0,03% und 0,60%.

Mittelwert (0,24 %) und Median (0,23 %) sind nahezu identisch. Die Standardabweichung beträgt 0,12 %. Das Histogramm der Messungen (Abb. 46) weist eine unimodale Verteilung auf.

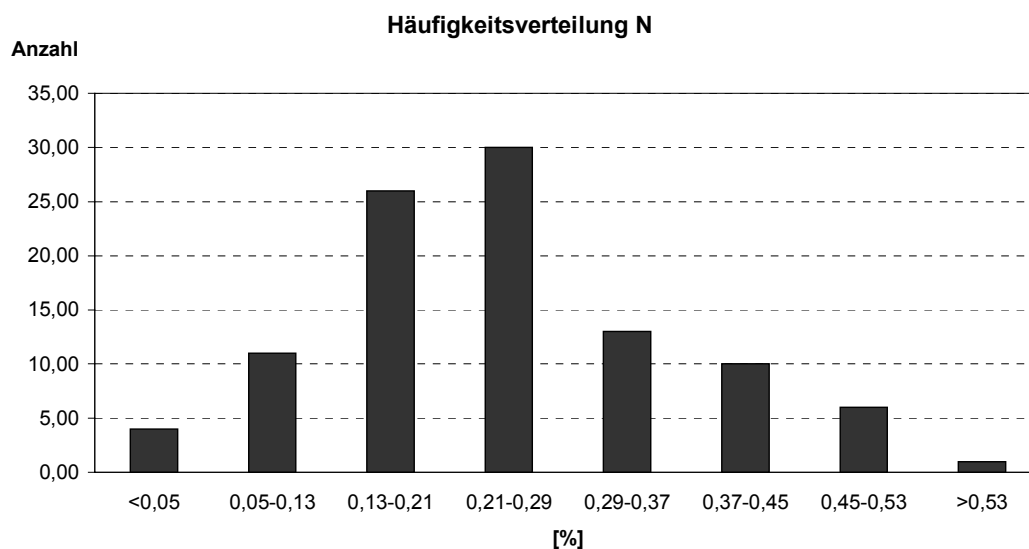


Abbildung 46: Häufigkeitsverteilung der Stickstoffgehalte in den Kernen

6.4.3 C/N – Verhältnis

C/N	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	18,0	24,0	20,3	12,3	25,2	14,2	23,4	7,2
Median	12,0	16,0	18,0	11,2	15,4	12,0	13,7	4,3
Std. Abw.	17,6	18,0	15,2	4,9	25,2	6,2	23,9	5,5
Minimum	3,4	10,5	7,0	6,6	5,4	6,2	5,2	3,4
Maximum	93,2	71,0	71,6	25,6	93,2	29,0	90,4	28,3

Tabelle 20: Statistische Parameter des C/N – Verhältnisses in den Kernen

Das C/N – Verhältnis weist eine große Variationsbreite auf. Die Werte schwanken zwischen 3,4 und 93,2. Der Mittelwert liegt mit 18 über dem Median mit 12. Die Standardabweichung beträgt 17,6. Die Häufigkeitsverteilung der Messungen (Abb. 47) weist eine linkssteile bimodale Verteilung auf.

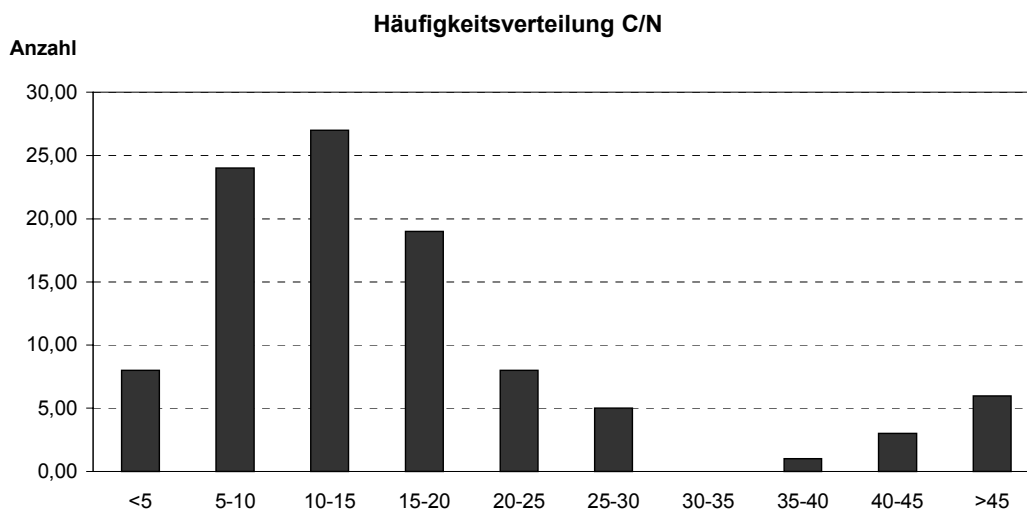


Abbildung 47: Häufigkeitsverteilung des C/N-Verhältnisses in den Kernen

6.4.4 Gesamt-Phosphat (P_2O_5)

P ₂ O ₅ [%]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	0,16	0,16	0,16	0,15	0,10	0,18	0,18	0,17
Median	0,17	0,17	0,18	0,15	0,11	0,19	0,17	0,18
Std. Abw.	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02
Minimum	0,04	0,13	0,10	0,12	0,04	0,16	0,15	0,14
Maximum	0,24	0,18	0,21	0,24	0,16	0,23	0,21	0,21

Tabelle 21: Statistische Parameter der P_2O_5 – Gehalte in den Kernen

Das Gesamtphosphat der Kernproben wurde in der $<20\mu\text{m}$ – Fraktion bestimmt.

Die Gehalte bewegen sich zwischen 0,04 % und 0,24 %.

Mittelwert (0,16 %) und Median (0,17 %) sind nahezu identisch; die Standardabweichung beträgt 0,03 %. Das Histogramm der Phosphatgehalte (Abb. 48) zeigt eine rechtssteile unimodale Verteilung.

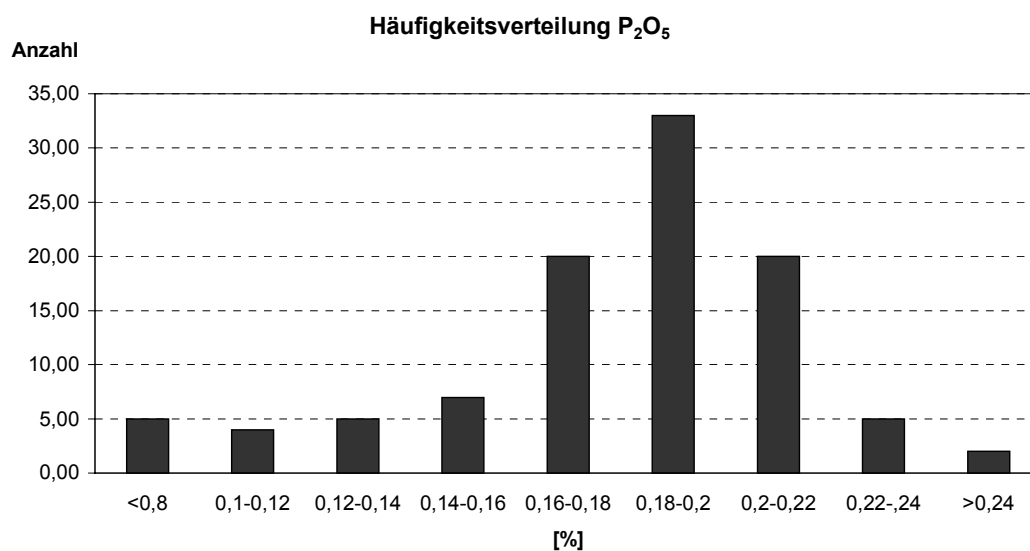


Abbildung 48: Häufigkeitsverteilung der Phosphatgehalte in den Kernen

6.4.5 Schwefel (S)

S [%]	Alle	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
	Kerne	1	2	3	4	5	6	7
Mittelwert	0,12	0,07	0,07	0,10	0,17	0,09	0,10	0,24
Median	0,09	0,06	0,06	0,09	0,18	0,05	0,10	0,15
Std. Abw.	0,09	0,06	0,04	0,03	0,06	0,07	0,05	0,15
Minimum	0,02	0,03	0,03	0,04	0,09	0,02	0,02	0,05
Maximum	0,56	0,25	0,16	0,18	0,28	0,26	0,26	0,55

Tabelle 22: Statistische Parameter der S-Gehalte in den Kernen

Die Schwefelgehalte aller Kerne im Gesamtsediment bewegen sich in einem Konzentrationsbereich zwischen 0,02% und 0,56%. Der Mittelwert beträgt 0,12%, der Median 0,09% und die Standardabweichung 0,09%. Alle Kernsedimente besitzen auch beim Schwefel eine geringe Konzentration. Das Histogramm (Abb. 49) zeigt eine stark linkssteile unimodale Verteilung.

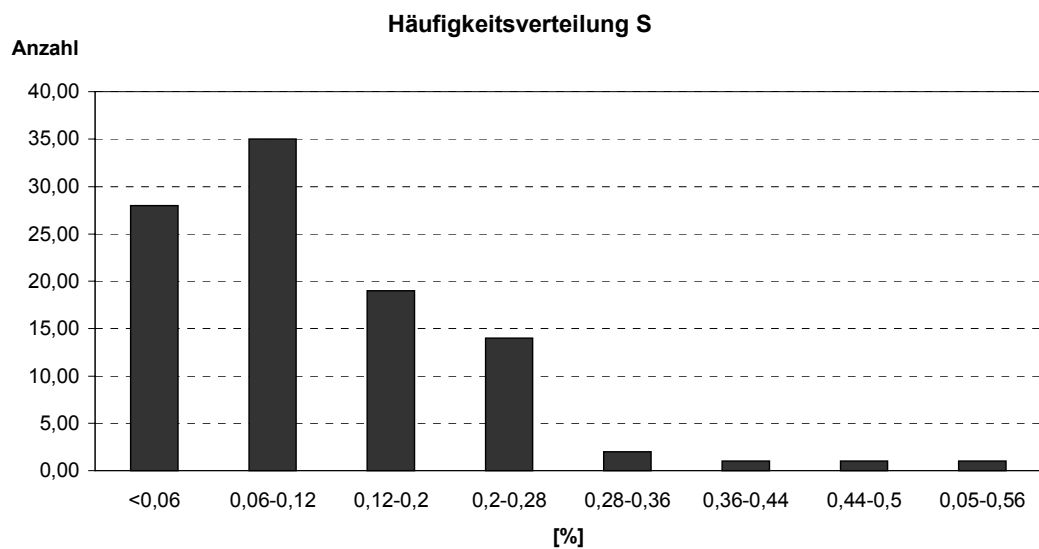


Abbildung 49: Häufigkeitsverteilung der Schwefelgehalte in den Kernen

7 DISKUSSION

7.1 Granulometrie

Die Korngröße ist einer der wichtigsten Parameter der Sedimente (klastische, Karbonate). Sie ist ein wichtiges beschreibendes Merkmal klastischer Sedimente und dient der Ermittlung des Ablagerungsmilieus und zwar vor allem zur Ermittlung der Schüttungsrichtungen und wegen ihres Einflusses auf Zusammensetzung, Durchlässigkeit und Diagenese. (FÜCHTBAUER, 1988).

Die Korngrößenanalyse ermöglicht die Charakterisierung, Typisierung und die genetische Interpretation von Sedimenten und Sedimentgesteinen.

In den natürlichen Gewässern hängt die Korngrößenverteilung von der Morphologie, dem Klima, dem Ausmaß der physikalischen und chemischen Verwitterung der anstehenden Gesteine, vor allem von der Strömung des transportierenden Mediums und nicht zuletzt von den anthropogenen Eingriffen ab. Die Korngröße nimmt im Allgemeinen in der Transportrichtung ab. Wenn die Transportkraft eines Flusses abnimmt, findet entlang seinem Verlauf eine Ablagerung von Bodenfracht statt, wobei zunächst die größeren Körner abgelagert werden. Mündet ein Fluß in das Meer, nimmt die Transportkraft und Transportkapazität ab und es kommt zu einer schnellen Ablagerung des transportierten Materials. Die Sande werden vorzugsweise nahe der Mündung abgelagert, und in größere Wassertiefe gelangen nur noch Silt und vor allem Ton. Geringe Mengen der terrigenen Feststofffracht der Flüsse werden über den Schelf hinaus ins offene Meer transportiert.

Abbildung 13 und 31 zeigen die Verteilung der Sedimente des Golfes im Sand-Silt-Ton-Dreieck wobei die Oberflächensedimentproben einen höheren Anteil der Fraktion $>63\mu\text{m}$ aufweisen als die Kerne.

Die Korngrößenzusammensetzungen der untersuchten Oberflächensedimentproben des Messiniakos weisen große Unterschiede auf. Die Verbreitung und die ungleiche Verteilung der Sedimente ist auf sehr unterschiedliche Sedimentationsbedingungen zurückzuführen. Diese hängen u.a. vom Küstenverlauf, von den Strömungen und von der vom Festland beeinflussten Morphologie am Meeresboden ab. Im Bereich mit episodisch starken Strömungen sind vorwiegend Sande verbreitet, so vor allem im Einmündungsbereich des Pamissos und anderen kleineren Flüssen. Sande finden sich auch im östlichen Teil des Golfs, wo eine steile Küstenlandschaft dominiert und der Schelf nicht so breit wie im westlichen und nördlichen Teil des Golfs ist. Im direkten Einflußbereich des Wellenganges von 0 bis 7 m Tiefe handelt es sich um Küstenbildungen mit unterschiedlichster Korngröße und starker Umlagerungstendenz, wobei die Bereiche flacher Strände stärker differenziert sind als die vor steilen Abrasionsküsten.

Die laterale Verteilung der Sedimente des Messiniakos zeigt, dass eine Zone mit grobkörnigem Sediment im östlichen Bereich auftritt, während Areale mit feinkörnigen Anteilen dagegen im westlichen und nördlichen Teil des Golfs anzutreffen sind. Die Sande des östlichen Bereichs entstanden vermutlich aus der Küstenerosion, die hohen Feinkornanteile und die Dominanz der Siltfraktion im Westen und in manchen Teilen des Golfs im Norden erklären sich durch die strömungsberuhigten und geschützten Positionen dieser Bereiche.

Mit zunehmender Wassertiefe und Reliefberuhigung treten feinkörnigere und eintönigere Sedimente auf. Schon bei der makroskopischen Beschreibung der Kernprofile ist festgestellt worden, dass alle Kerne sehr homogen sind; Schichten und Einschaltungen im Kernverlauf sind die Ausnahme. Im Allgemeinen ist das Sediment der Kerne feinkörniger als das Sediment der Oberflächenproben.

Im Kern 1 (Abb. 53) nehmen die Anteile der Fraktion $<2\mu\text{m}$ mit zunehmender Tiefe zu, wobei an der Basis des Kerns wieder ein Rückgang der Gehalte festzustellen ist. Die Tiefenverteilung der Tongehalte im Kern 2 gleicht dem Kern 4. Der Tonanteil nimmt zur Tiefe hin ab, abgesehen von ein oder zwei kleinen Maxima. Im Kern 3 zeigen die Tongehalte keine ausgeprägten tiefenabhängigen Unterschiede. So bleibt der mittlere Anteil der Fraktion $<2\mu\text{m}$ im Sediment recht konstant (41 %).

Die vertikale Verteilung der Tongehalte im Kern 5 weist eine im Kern 6 ähnliche Tiefenverteilung auf. In den obersten Kernabschnitten finden sich im Allgemeinen niedrige Anteile der Fraktion $<2\mu\text{m}$. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Tonanteil im Sediment zu, bildet ein Maximum im mittleren Bereich und fällt wieder ab.

Prägend für die Korngrößenverteilung im Kern 7 ist der terrigene Einfluß durch das in der Nähe befindliche Ufer. Auffällig ist der deutliche Rückgang der Tongehalte, der im tieferen Bereich noch größer wird. Ein Maximum dagegen ist in der Tiefe 97-110 cm festzustellen. Im Allgemeinen liegen die ermittelten Mittelwerte der Tongehalte in den 7 Kernen in einem Variationsbereich von 9,5 bis 57,9 %. Im Kern 1, der am weitesten vom Küstenbereich entfernt liegt (Wassertiefe 600m), sind die höchsten Tongehalte ermittelt worden. Im Kern 7 dagegen, der sich näher im Küstenbereich befindet (Wassertiefe 67 m), wurden die niedrigsten ermittelt, gefolgt vom Kern 4 (Wassertiefe 68 m).

Die küstennahe Sedimentation der Schwebfracht der Flüsse im Meer wird durch die Abnahme von Geschwindigkeit, Turbulenz und Austausch der Strömung verursacht. Die Ablagerung erfolgt mit einer regelmäßigen Abnahme der mittleren Korngröße der Sedimente mit zunehmender Entfernung von der Küste (ENGELHARDT, 1973).

Bei der Korngrößenverteilung der Sedimente im Golf wird dieser Effekt deutlich gezeigt.

Die Verteilung von Fein- und Mittelsilt zeigt i.All. keine der Tonverteilung vergleichbaren Tendenzen (Abb. 53). Auffällig ist jedoch, dass die Tiefenverteilung der Fein- und Mittelsiltgehalte im Sediment der analysierten Kerne parallel zum Tonanteil verläuft.

Eine etwas abweichende Korngrößenverteilung bilden die Kerne 4 und 7. Aufgrund der höheren Sandgehalte wird ein Rückgang der Anteile der übrigen Fraktionen bemerkbar. Die Vertikalverteilung der Grobsiltgehalte variiert von Kern zu Kern. Höhere Gehalte weisen die Kerne 4, 7 und 2 auf.

Für die Fraktion $>63\mu\text{m}$ wurden deutlich geringere Gehalte ermittelt. Die höchsten Werte wurden in den Kernen 7 und 4 gemessen (13,31 bzw. 7,58 %). Die in Relation zu den übrigen auffällig niedrigen Gehalte dieser Fraktion wurden schon oben diskutiert. Bei den anderen Kernen variieren die Anteile der Fraktion $>63\mu\text{m}$ zwischen 1,07 und 4,89 %. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Korngrößenverteilung der Sedimente im Golf von Messiniakos deutlich von der Wassertiefe bzw. von der Entfernung zur Küste abhängig ist. Im Küstenbereich und im flachen Wasser dominieren die grobkörnigeren Fraktionen, in größerer Tiefe überwiegt der Anteil von Silt und Ton.

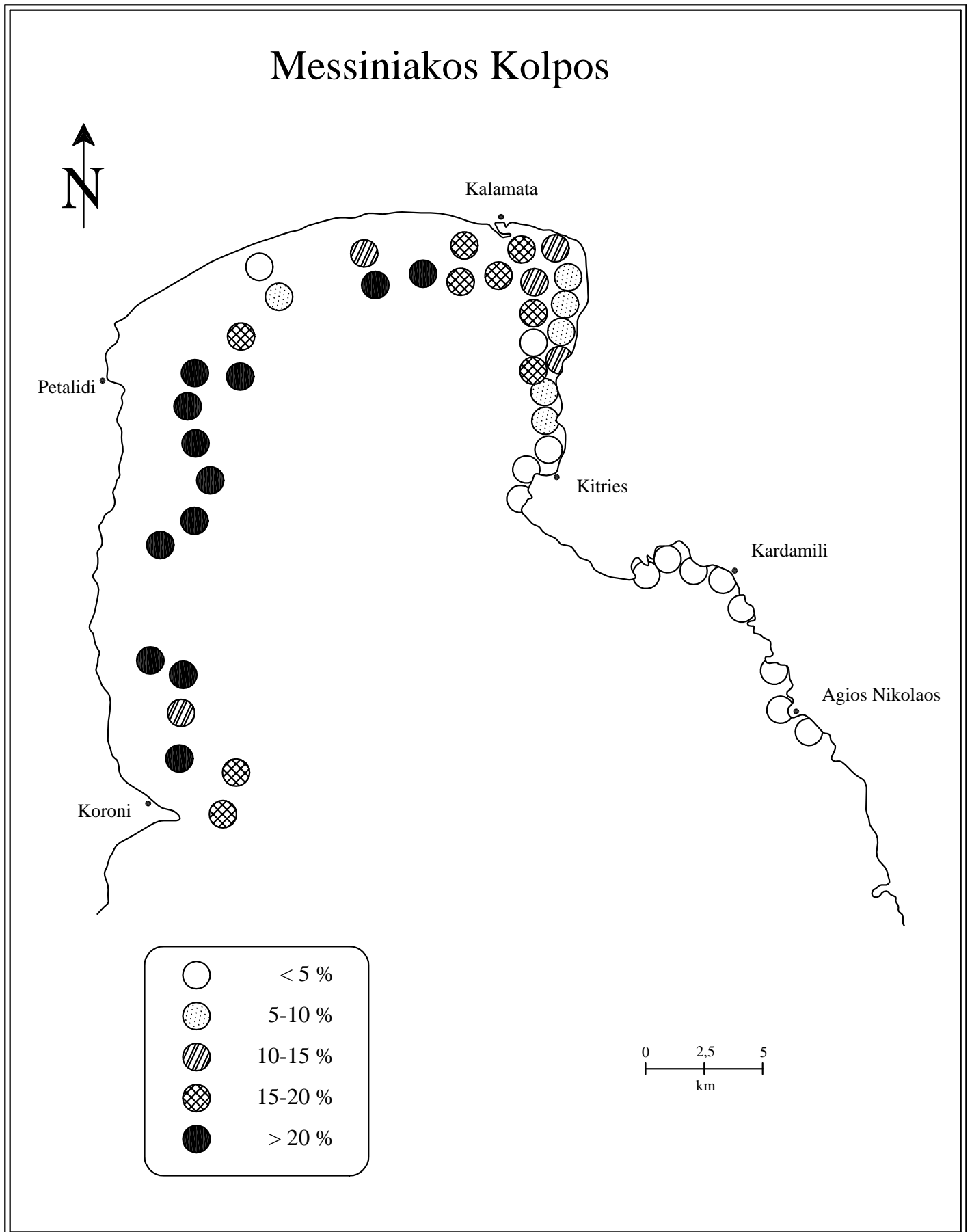


Abbildung 50: Tonverteilung im Oberflächensediment

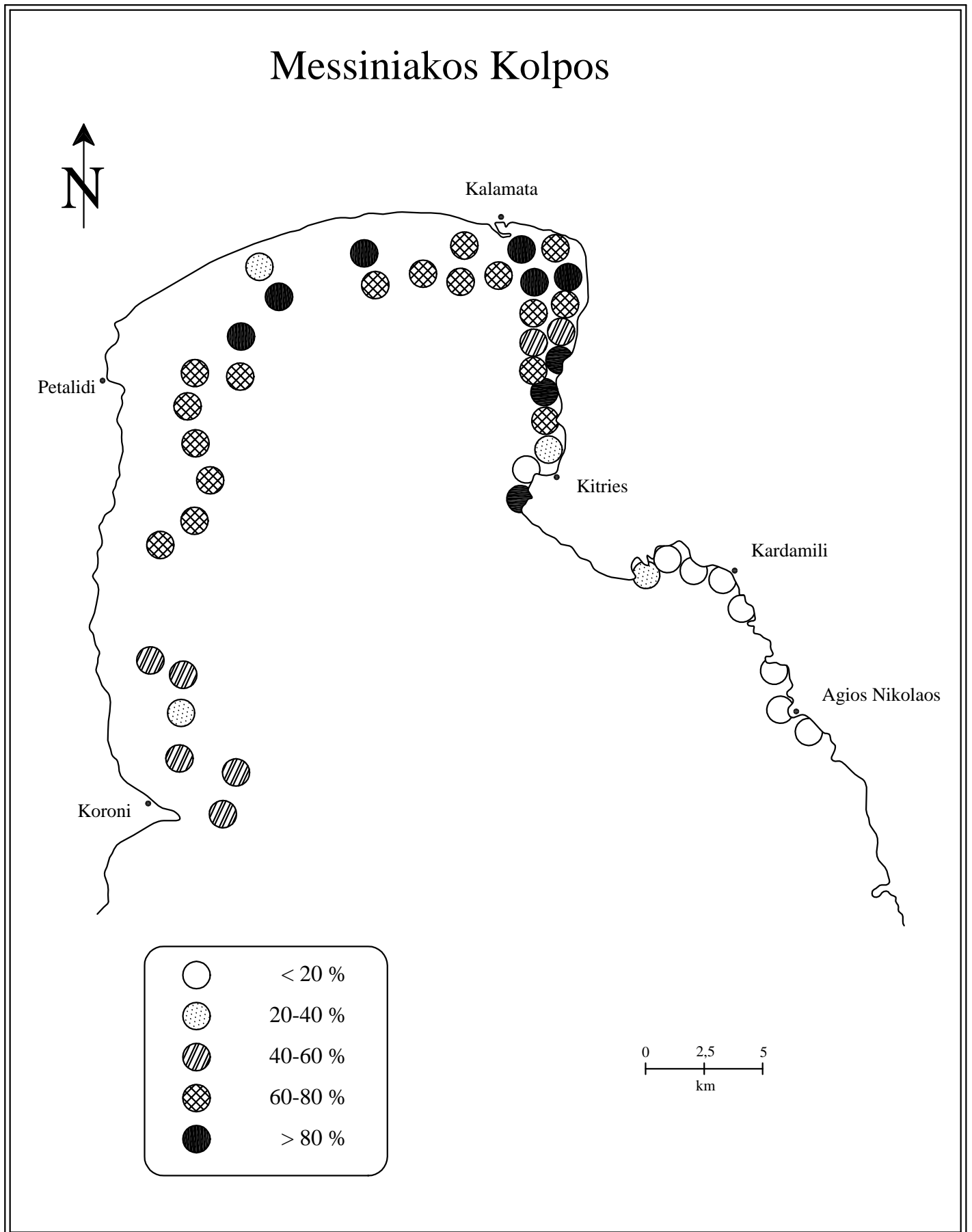


Abbildung 51: Gesamtsiltverteilung im Oberflächensediment

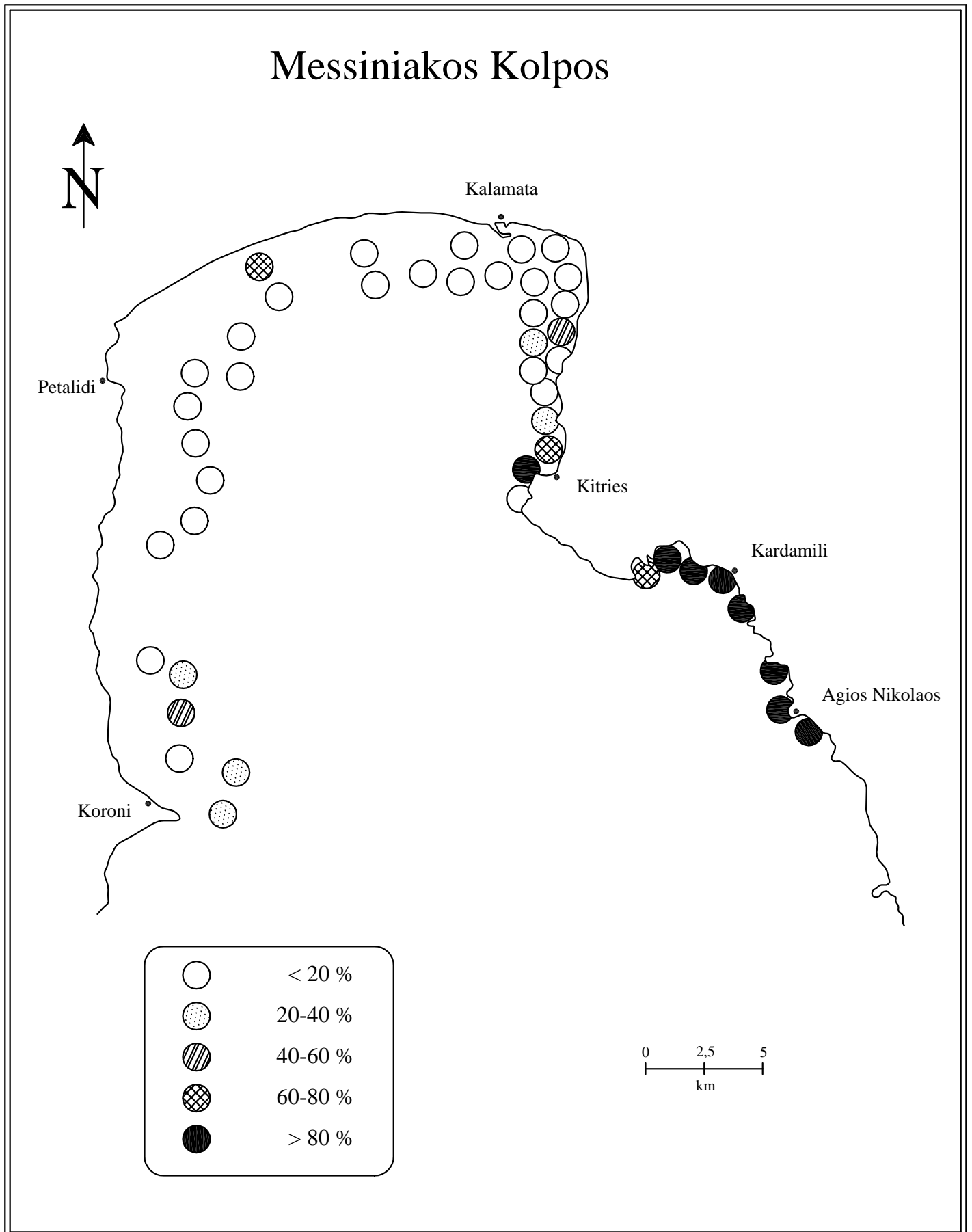


Abbildung 52: Sandverteilung im Oberflächensediment

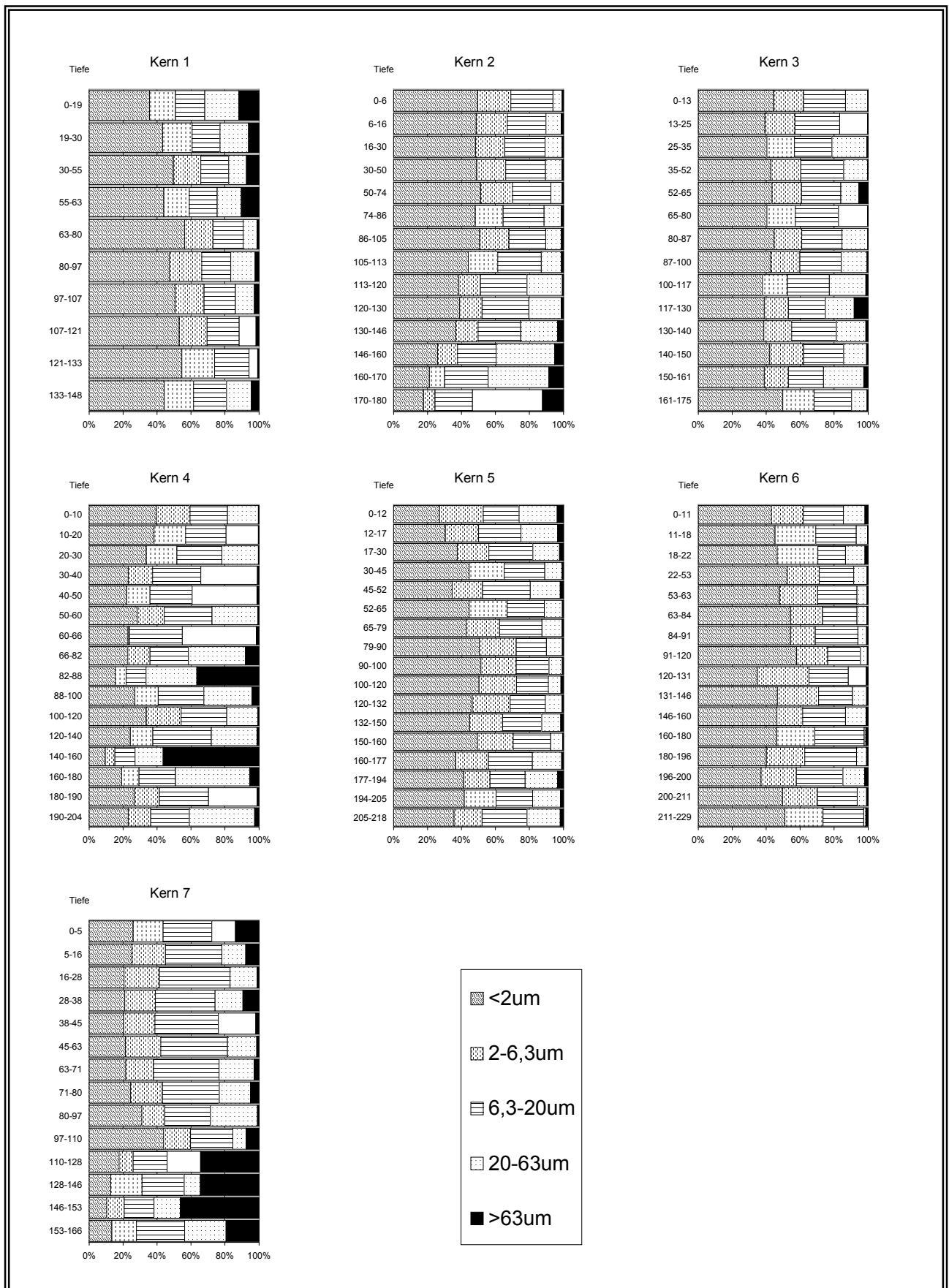


Abbildung 53: Korngrößenanteile der Kerne 1-7

7.2 Karbonatgehalt

Aufgrund des hohen Anteils der Kalkgesteine im Einzugsgebiet liegen die Karbonatgehalte der untersuchten Oberflächensedimente (im Durchschnitt 37,5 %) auf einem hohen Niveau und variieren zwischen 10,5 und 81 %.

Die in Abbildung 55 dargestellte laterale Karbonatverteilung im Oberflächensediment zeigt, dass der Karbonatgehalt in direktem Zusammenhang mit der Geologie des Einzugsgebiets steht. Relativ hohe Gehalte finden sich in den östlichen und westlichen Teilen des Golfs. Niedrige Werte wurden im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebiets ermittelt. Die anstehende Gavrora-Tripolitza-Zone im Osten mit den karbonatischen Schichtfolgen, die vom höchsten Jura bis ins Eozän reicht, führt zu einem Anstieg des Karbonatgehalts bis zu einem Maximum von 81 %. Im Oberflächensediment ergibt sich ein enger Zusammenhang zwischen Karbonatgehalt und der Fraktion $> 63\mu\text{m}$. Eine negative Tendenz besteht zu den Kornklassen Ton, Fein-, Mittel- und Grobsilt. Das bedeutet, dass die Karbonate vorwiegend in den sandigen Sedimenten auftreten. Ursache könnte die längere Verweildauer größerer Partikel sein, die eine karbonatische Umkrustung ermöglicht. Die hohe Korrelation des Karbonatgehalts zu dem Corg. weist aber auch auf eine biogene Karbonatproduktion hin.

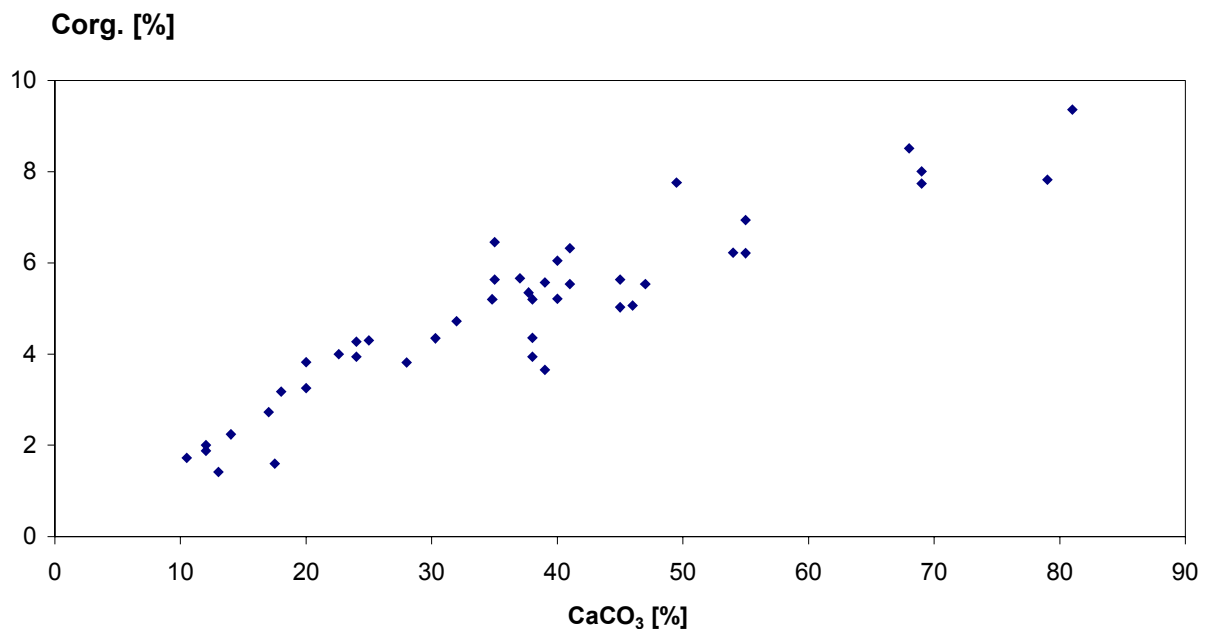


Abbildung 54: XY-Plots zwischen Corg. und Karbonatgehalt

In den untersuchten Sedimenten des Messiniakos sind folgende Karbonate vertreten: Calcit, als häufigste Karbonatmineral gefolgt vom Dolomit und untergeordnet Aragonit. Die Herkunft der Karbonate kann als detritisch-terrigenen Ursprungs mit einem biogenen Anteil erklärt werden.

Der Mittelwert des Karbonatgehalts der untersuchten Kerne (Abb.56) beträgt 22,8 % und variiert in einem Bereich zwischen 15 und 36 %. Das Gesamtkarbonat in den Kernen liegt mit wenigen Ausnahmen auf einheitlichem Niveau. Es ist ein geringer Anstieg der Gesamtgehalte zur Tiefe hin zu beobachten, der parallel von einem Corg. – Anstieg begleitet wird. Die Kerne zeigen untereinander geringe Unterschiede ohne signifikante Tendenzen. Innerhalb des Golfs ist kein allgemeiner Trend zur Verringerung oder Erhöhung des Karbonatgehalts mit der Wassertiefe festzustellen. Die Untersuchung des Karbonatanteils der Kerne in den einzelnen Fraktionen ergab, dass die höchsten Karbonatgehalte in der Grob-Siltfraktion zu finden sind.

Zwei Proben (7, 42), die einen sehr hohen Karbonatanteil haben, wurden auf ihre Komponenten hin analysiert. Karbonatlieferanten sind: Gastropoden, Echinoidea (Bruchstücke des Seeigelskeletts sowie einzelne Stacheln), Brachiopoden, Serpeln, und Foraminiferen. Schwammnadeln werden gelegentlich beobachtet.

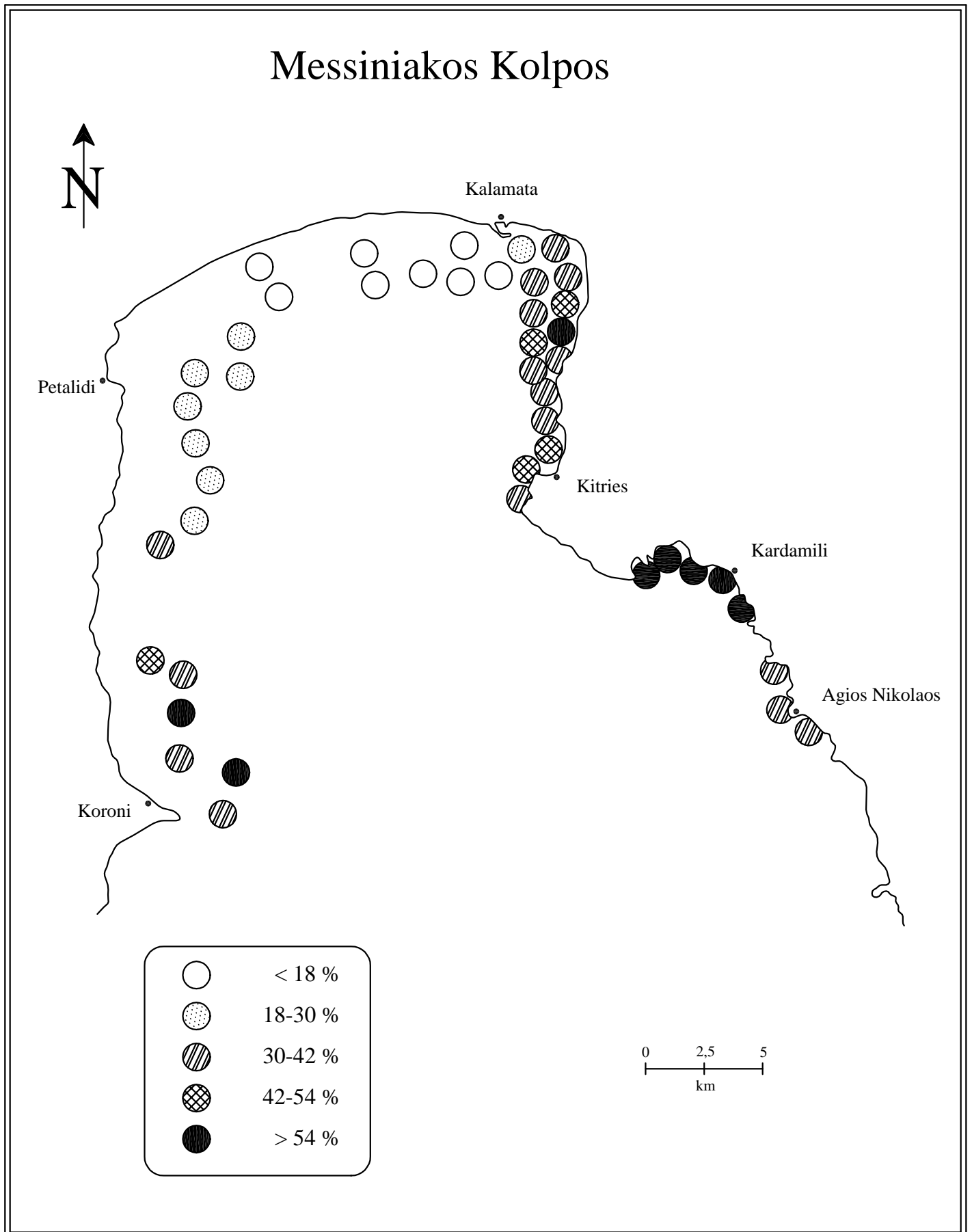


Abbildung 55: Verteilung der Karbonatgehalte im Oberflächensediment

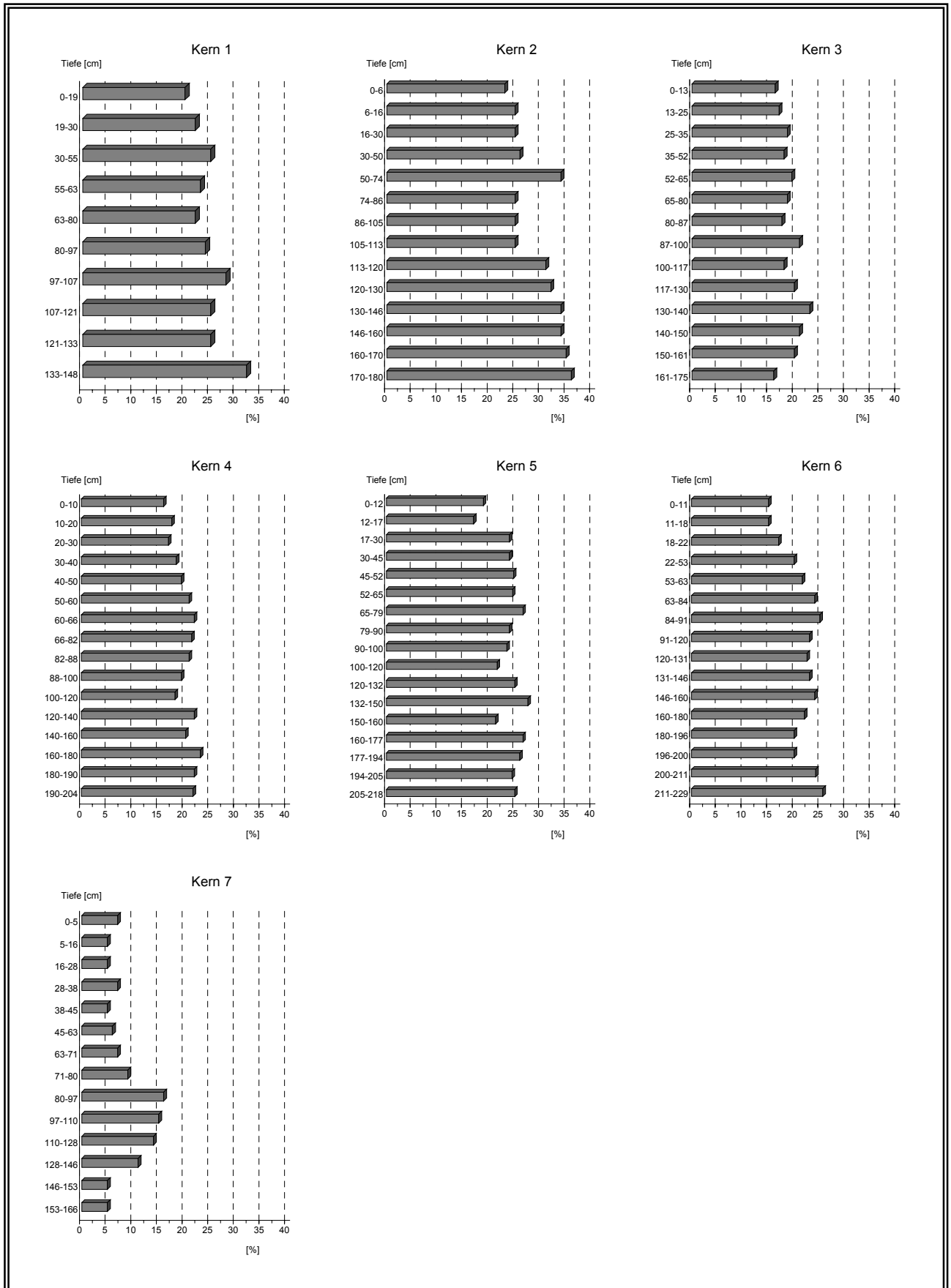


Abbildung 56: Karbonatgehalt der Sedimente der Kerne 1-7

7.3 Metallkonzentrationen in den Sedimenten des Messiniakos

Schwermetallverteilung über die Golffläche

Beobachtet man die Einteilung in I_{geo} -Klassen (Müller, 1979), die als Maßstab für die Schwermetallbelastung von Sedimenten gelten, so ergibt sich für die Sedimente in Messiniakos die in Tabelle 23 dargestellte Einstufung.

	Cu [mg/kg]	Ni [mg/kg]	Pb [mg/kg]	Mn [mg/kg]	Fe [g/kg]	Zn [mg/kg]	Cd [mg/kg]	Cr [mg/kg]	Hg [mg/kg]	Co [mg/kg]	Ag [mg/kg]
Mittelwert Oberflächen	43	100	29	480	36	140	0,03	358	0,03	23	0,15
Mittelwert Kerne	86	116	22	714	37	101	0,09	461	0,07	22	0,15
Geog. Back- ground	45	68	20	850	47,2	95	0,3	90	0,4	19	0,07
I_{geo} -Klasse	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0

Tabelle 23 : Mittelwerte der Schwermetallgehalte im Sediment des Messiniakos und zugehörige I_{geo} -Klassen

7.3.1 Eisen (Fe)

Eisen steht in der VIII. Nebengruppe des Periodensystems und ist mit einem Anteil von 5 % in der kontinentalen Kruste nach Aluminium das zweithäufigste Metall und das häufigste Schwermetall der Erdkruste (EVANS, 1992).

Eisen kommt vor: in hydrothermalen Lagerstätten, in kontaktpneumatolytischen und kontaktmetasomatischen Lagerstätten, die an der Grenze von sauren bis intermediären Tiefengesteinen gegen Kalke auftreten, in submarinen Exhalationlagerstätten, in sedimentären Eisenlagerstätten, in Lagerstätten des Verwitterungstyps auf Mafiten und als Ilmenitausscheidung in basischen Tiefengesteinen wie in Gabbro, Norit.

In seinen Verbindungen kommt Eisen in der zwei – und dreiwertigen Oxidationsstufe vor. Die wichtigsten Eisenminerale sind: Hämatit (Fe_2O_3), Magnetit (Fe_3O_4), Limonit $\text{FeO}(\text{OH})$, Pyrit und Bornit (Cu_5FeS_4).

Die basaltisch–gabroiden Gesteine weisen einen mittleren Eisengehalt von 8,6 % auf, die Tongesteine von 4,8 % und die Sandsteine mit 0,9 % den niedrigsten Eisengehalt. Das geochemische Verhalten des Eisens in der Umwelt wird von den Eh – pH Bedingungen bestimmt. Das Eisen, das aus der Verwitterung von Pyroxenen, Amphibolen, Olivinen und Fe – haltigen Schichtsilikaten frei wird, ist unter sauren und reduzierenden Verhältnissen sehr mobil. Unter alkalischen und oxidierenden Bedingungen findet eine Bildung von Eisen–Oxiden und Fe-Hydroxiden statt, die einen großen Einfluß auf die Löslichkeit und die Verfügbarkeit vieler Spurenmetalle haben, aufgrund ihrer Adsorptionseigenschaften.

Eisen dient zur Herstellung von Gußeisen und Stahl. Es wird in allen metallverarbeitenden Betrieben verwendet und mit edlen Schwermetallen (Chrom, Nickel, Molybdän) verarbeitet.

Die Eisengehalte des Oberflächensediments des Messiniakos liegen im Durchschnitt bei 36,5 g/kg. Die laterale Verteilung (Abb. 57) zeigt, dass die höchsten Eisengehalte vor allem in den nördlichen Teil des Golfs sich finden. Mittlere Eisengehalte treten im südöstlichen Bereich des Untersuchungsgebietes auf. Niedrigere Konzentrationen weisen Proben in der Osthälfte, sowie im nordöstlichen Bereich auf, wobei sich allerdings keine zusammenhängende Fläche ergibt. Eisenkonzentrationen zwischen 30-35 g/kg dominieren im Untersuchungsgebiet.

Die höchsten Eisengehalte (45 g/kg) wurden im Kern 7, die niedrigsten (35 g/kg) im Kern 2 ermittelt. Die vertikale Verteilung (Abb. 58) der Eisengehalte der 2 Kerne ist sehr inhomogen mit einer größeren Variationsbreite der Konzentrationen.

Es sind mehrere Wechsel zwischen Absinken und Ansteigen der Eisenkonzentrationen zu verzeichnen. Die höchsten Eisenwerte sind bei beiden Profilen in einer Tiefe von 146 cm gemessen worden.

Die Tiefenverteilung beim Kern 1 zeigt insgesamt einen relativ einheitlichen Verlauf mit Eisenkonzentrationen, die bis zur Tiefe hin kaum differieren. Dieses homogen verlaufende Profil wird durch ein Zwischenmaximum in (107-121 cm) Tiefe unterbrochen.

Die Tiefenverteilung der Eisengehalte der Kerne 4, 5 und 6 zeigen vergleichbare Tendenzen mit nur geringen Unterschieden. Die höchsten Konzentrationen sind im mittleren bzw. unteren Bereich der Kerne ermittelt worden.

Im Kern 3 ist Eisen mit Durchschnittsgehalten von (36 g/kg) vertreten, wobei der höchste Analysenwert in der obersten Probe ermittelt wurde, der niedrigste (14 g/kg) in der untersten.

Der Tongesteinsstandard für Eisen (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) beträgt 47,2 %. Die oben genannten Mittelwerte liegen im Bereich der Igeo-Klasse 0, die die Sedimente des Messiniakos als unbelastet einstuft.

Im Oberflächensediment des Messiniakos korreliert Eisen mit Mangan und Kobalt (Tab. 24) positiv signifikant; eine positive Beziehung besteht auch zu Nickel und Blei. Bei den Kernen korreliert Eisen hoch signifikant mit Cu und Zn.

Nach (KOONS et al.1980) können bei der Verwitterung basischer Magmatite Eisenoxide gebildet werden, die die Metalle Co, Mn, Cr, Sc, Th und Zn enthalten. Nach (GOLDSCHMIDT, 1980) beruht die hochsignifikante Korrelation zwischen Eisen und Kobalt auf der Gleichheit der Ionenradien (Fe^{2+} und $\text{Co}^{2+} = 0,72 \text{ \AA}$).

Zwischen dem Karbonatgehalt der Sedimente und dem Eisenanteil besteht eine negative schwach-signifikante bis signifikante Korrelation.

Der Eisengehalt verteilt sich Korngrößenabhängig, so besteht eine positive Korrelation zwischen Eisen und dem Tongehalt der Sedimente.

Ein Teil des Eisens stammt sicher aus dem im Einzugsgebiet häufig vorkommenden Ophiolithen, roten Schiefern, roten Tonsteinen und Bauxiten. Der Eisengehalt von roten Tonsteinen liegt bei 3-4 %. (PETTIJOHN, 1975).

BRAUNAGEL & STANLEY (1977) fanden jedoch in ihren Untersuchungen in den fluviatilen Rot-Grün Wechsellagen des Eozäns in Ton bis Feinsiltsteinen im Mittel 5,09 (rot) bzw. 1,80 (grün) % Eisen.

	Cu	Zn	Mn	Pb	Ni	Co	Cr	Cd	Ag	Hg	Ton	CaCO ₃
Oberf.	0,30	-0,10	0,54	0,04	0,50	0,53	-0,04	-0,28	0,05	-0,18	0,20	-0,48
Kerne	<u>0,67</u>	<u>0,64</u>	0,21	0,45	0,04	0,50	0,16	0,15	-0,07	0,21	0,42	-0,55

Signifikanzgrenzen: p = 0,05 schwach-signifikant, p = 0,01 **signifikant**, p = 0,001 **hoch-signifikant**

Tab. 24: Korrelationskoeffizienten zwischen Eisen und anderen wichtigen Parametern

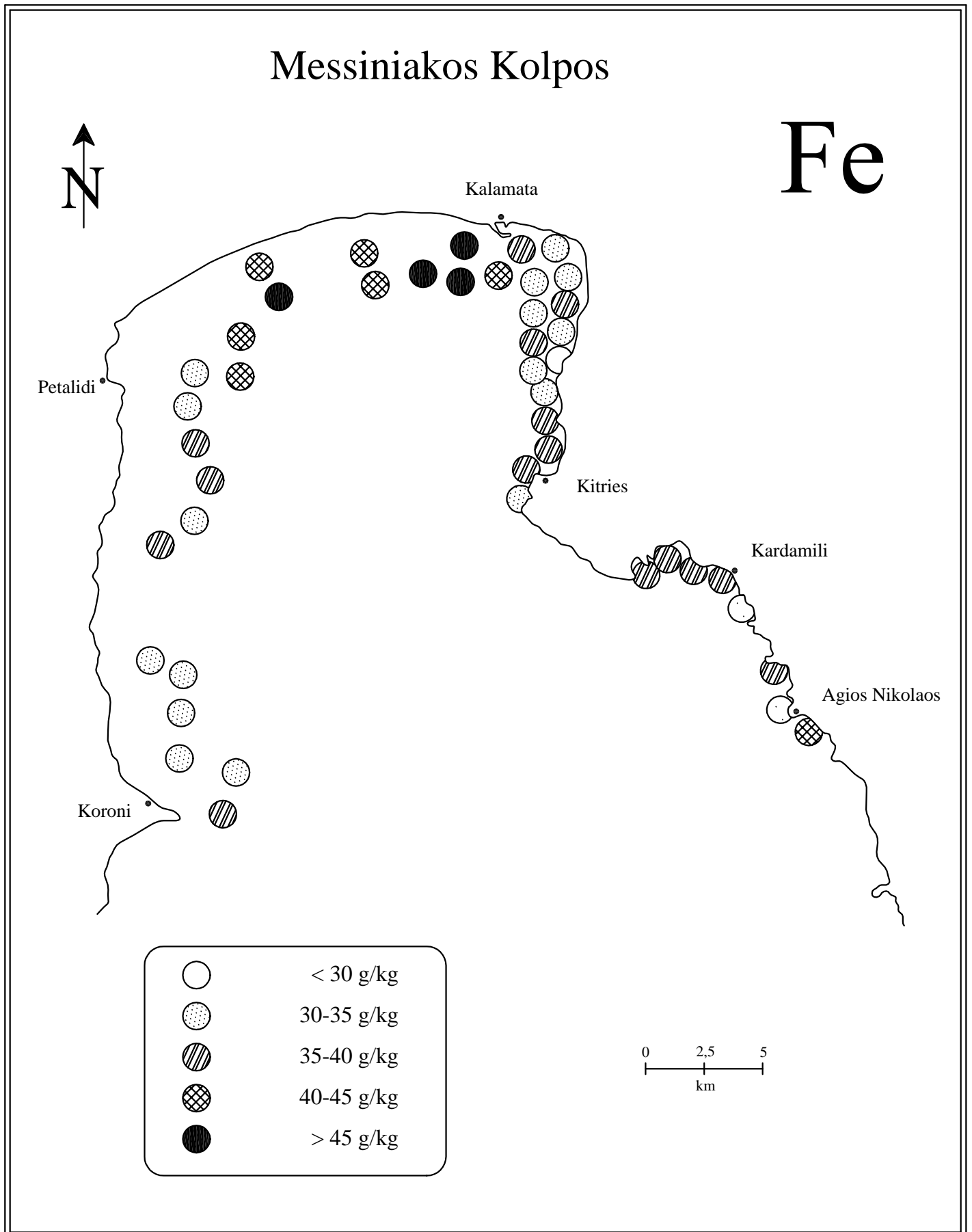


Abbildung 57: Verteilung der Eisengehalte im Oberflächensediment

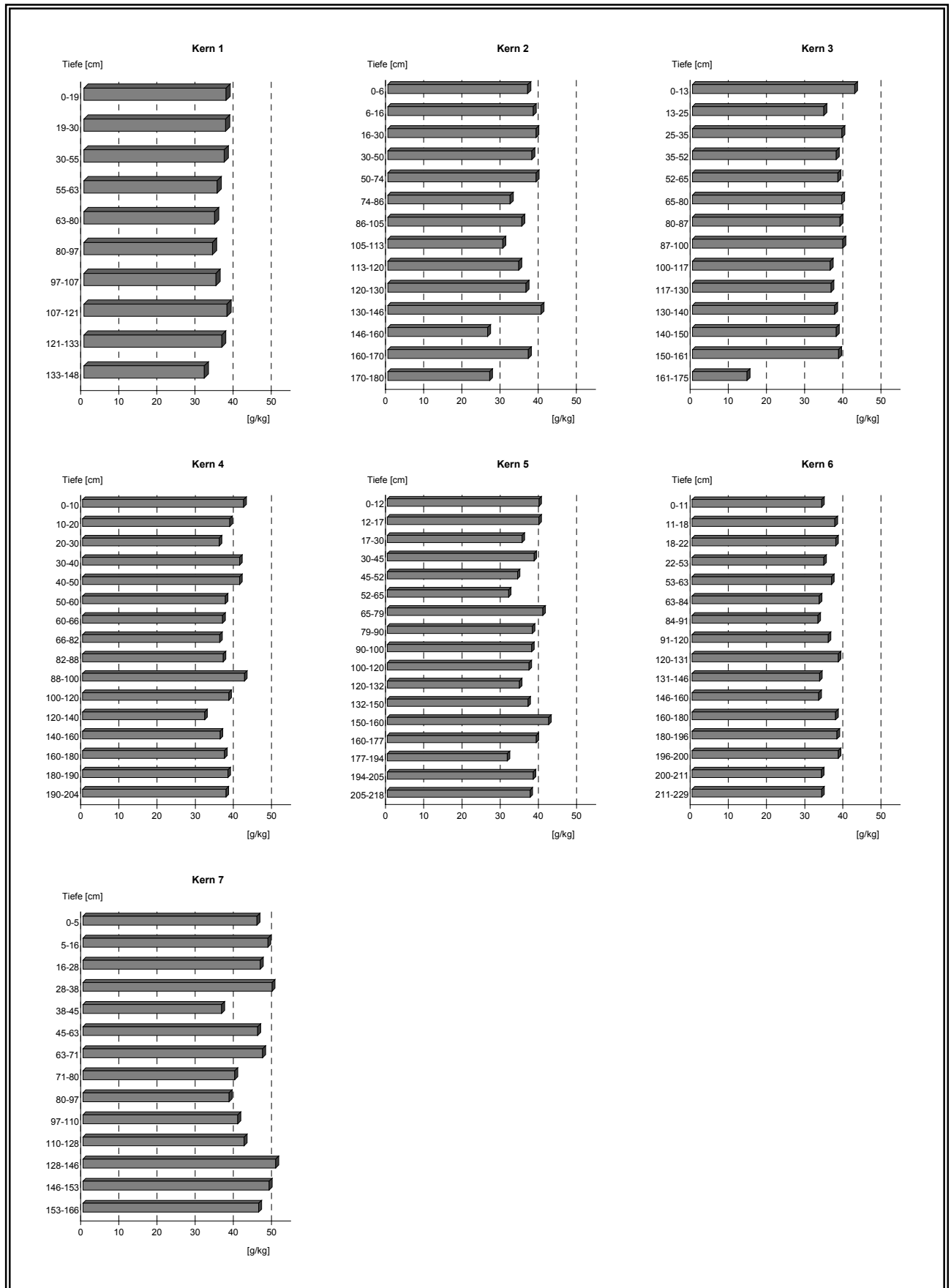


Abbildung 58: Eisengehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.2 Mangan (Mn)

Mangan steht in der VII. Nebengruppe des Periodensystems, ist das 10 – häufigste Element in der Erdkruste und tritt in Form von Oxiden, Karbonaten und Silikaten in mehreren Oxidationsstufen (II, III, IV, VI, VII) auf.

Die Mangan (II) – Verbindungen sind am stabilsten und Mn^{2+} verhält sich geochemisch ähnlich wie das Eisen. In durchlüfteten neutralen Böden dominiert die vierwertige Oxidationsstufe. Der durchschnittliche Mangangehalt der Kontinentale Kruste beträgt 800 mg/kg. Basische und ultrabasische Gesteine weisen eine Konzentration von 1600 mg/kg auf, Sandsteine haben einen Mn-Gehalt von 50 mg/kg, Granite von 325 mg/kg.

Mangan wird fast ausschließlich zur Herstellung von Legierungen verwendet. Es wird in der Glas – und Keramikindustrie zum Aufhellen von Glasschmelzen benutzt. Manganzusätze finden sich in Futter, Düngemitteln, Fungiziden und Holzschutzmitteln (SCHIELE, 1984). Mangan findet auch Verwendung in Anstrichfarben, Alkalibatterien und Desinfektionsmitteln.

In Abbildung 59 ist die räumliche Verteilung der Mangankonzentrationen im Golf dargestellt. Es zeigt sich, dass Mangankonzentrationen zwischen 300 und 500 mg/kg im Arbeitsgebiet dominieren. Höhere Konzentrationen treten im oberen westlichen Bereich des Golfes auf. Die Westhälfte weist sowohl im Durchschnitt als auch in Bezug auf die Maximalwerte höhere Gehalte auf als der östliche Messiniakos. An allen Probenpunkten wird der Backgroundwert von 850 mg/kg unterstritten mit Ausnahme der Probe 30. Hier wurde der höchste Wert (1224 mg/kg) vor der Mündung des Pamißos ermittelt; diese hohe Konzentration läßt einen Bezug zu den basischen Gesteinen im Einzugsgebiet vermuten. Die laterale Verteilung weist zahlreiche Gemeinsamkeiten mit den Verteilungen von Eisen, Kobalt, Nickel und Chrom auf.

In den Kernabschnitten (Abb. 60) sind im Mittel 714 mg/kg Mangan enthalten. Der vertikale Verlauf der Mangankonzentrationen im Sediment des Messiniakos gleicht dem des Eisens. Die höchsten Mangangehalte (767 mg/kg) wurden im Kern 3 ermittelt, wobei der höchste Wert im unteren Bereich des Kerns gemessen wurde. Die an der Oberfläche niedrigeren Manganwerte der meisten Kerne, könnten auf einen Rückgang des Mn–Eintrags in der jüngeren Vergangenheit hinweisen. Darüber hinaus könnten in der oberflächennahen Schicht des Kerns auch Remobilisierungsprozesse abgelaufen sein. Es ist häufig eine autochtone Umverteilung dieses Elements innerhalb von Sedimentprofilen beobachtet worden (PIPER 1971; CALVERT & PRICE, 1972).

Diese wird vor allem seiner "hohen diagenetischen Mobilität" (BONATTI et al. 1971) bei negativen Redoxpotentialen in den Interstitiallösungen zugeschrieben. Die niedrigste Mangan-Konzentration weist der Kern 1 (613 mg / kg) auf. Die Konzentrationen nehmen leicht zur Tiefe hin ab. Im Kern 2, der den höchsten Wert (1887 mg / kg) in den ersten 5 cm aufweist, variieren die Konzentrationen kaum mit zunehmender Tiefe. In den Kernen 2, 4 und 5 sind bei den jüngsten Kernabschnitten und im mittleren Bereich hohe und höchste Mangangehalte gemessen worden. Im Kern 6 sind die höchsten Mangan-Anreicherungen (798 mg / kg) im mittleren Bereich ermittelt.

Die Tiefenverteilung des Kerns 7 zeigt eindeutige Konzentrationsgradienten; Maxima werte weisen Proben im oberen und unteren Bereich auf. Der weitere Verlauf der Tiefenverteilung ist durch einen Wechsel zwischen Minima und Maxima mit insgesamt fallender Tendenz gekennzeichnet. Die Mangankonzentrationen der untersuchten Kerne liegen bis auf wenige Ausnahmen deutlich unter dem Background-Wert. Durchschnittlich liegen die Mangangehalte der Oberflächenproben des Messiniakos bei (480 mg/kg); niedriger als der Mangangehalt der anderen Kernabschnitte (714 mg/kg). Der Tongesteinsstandard für Mangan (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) beträgt 850 mg/kg. Alle genannten Mittelwerte liegen erheblich niedriger als der erwähnte Background – Wert im Bereich der Igeo-Klasse 0 (MÜLLER, 1979). Somit ist das Sediment des Messiniakos bezüglich der Mangankonzentrationen als "praktisch unbelastet" einzustufen.

Tabelle 25 zeigt, dass Mangan eine positiv signifikante Korrelation zu Ton, aber auch eine positiv schwach-signifikante Korrelation zu Silt aufweist. In diesem Fall treten Manganoxide vermutlich mehr als diskrete Partikel und weniger als Umhüllungen von Schwebstoffen im Wasser auf und damit verstärkt in der Siltfraktion der Sedimente. Die signifikante Abhängigkeit zwischen Mangan und Eisen verweist auf gemeinsame Ausgangsgesteine und auf ein chemisch ähnliches Verhalten beider Metalle. Die hochsignifikante Korrelation zu Kobalt und Nickel basiert auch auf den gemeinsamen Ausgangsgesteinen, so dass basische bis ultrabasische Magmatite auch für Mangan eine wichtige Quelle darstellen.

Eine signifikante bzw. positive Beziehung besteht auch zu Kupfer und Blei. Vermutlich sind Kupfer und Blei an manganreiche Gesteine gebunden.

Durch die Verwitterungsprozesse basischer Gesteine, die große Mengen Mangan enthalten wird Mangan zusammen mit Eisen ausgelaugt. Der größte Teil von Mangan, der mobiler als Eisen ist, gelangt in gelöster Form in die Gewässer.

Ein sekundärer Einbau von Mn^{2+} anstelle von Ca^{2+} in das Calcitgitter ist nicht auszuschließen. Schwermetalle, die adsorptiv oder kopräzipitativ an Karbonatpartikel ge-

bunden sind, können bei gleichem Ionenradius durch Diffusionsvorgänge als Fremdionen in das Calcitgitter eingebaut werden (BOURG, 1988).

	Fe	Cu	Pb	Ni	Cr	Co	Zn	Cd	Ag	Hg	Corg.	CaCO ₃	Ton	Silt
Oberf.	0,54	0,59	0,14	<u>0,90</u>	0,42	<u>0,90</u>	-0,14	-0,20	-0,06	-0,22	-0,60	<u>-0,62</u>	0,52	0,37
Kerne	0,21	0,07	0,23	0,10	0,04	0,28	0,21	-0,02	0,01	-0,02	-0,16	-0,14	0,09	0,08

Signifikantgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 25: Korrelationskoeffizienten zwischen Mangan und anderen wichtigen Parametern

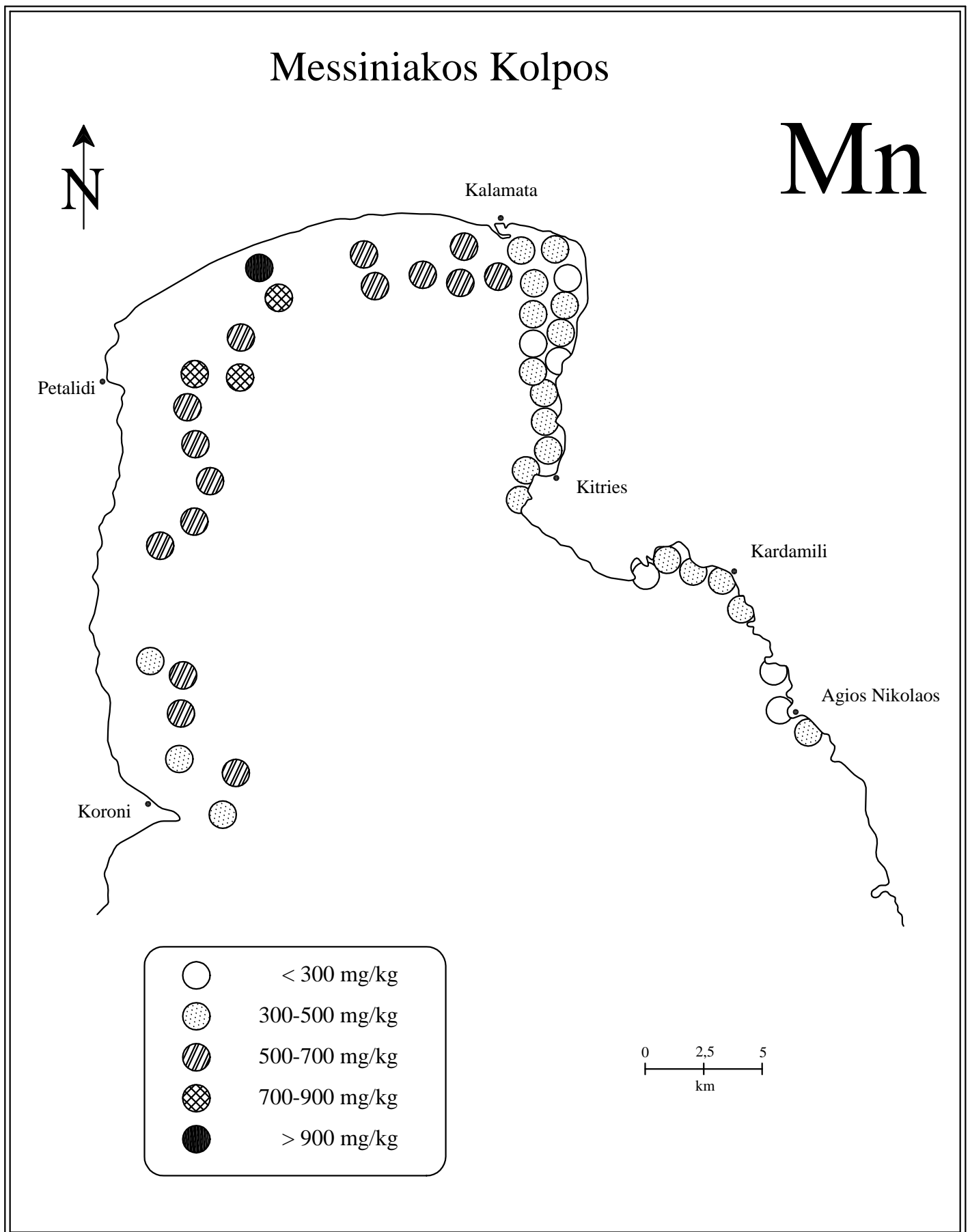


Abbildung 59: Verteilung der Mangangehalte im Oberflächensediment

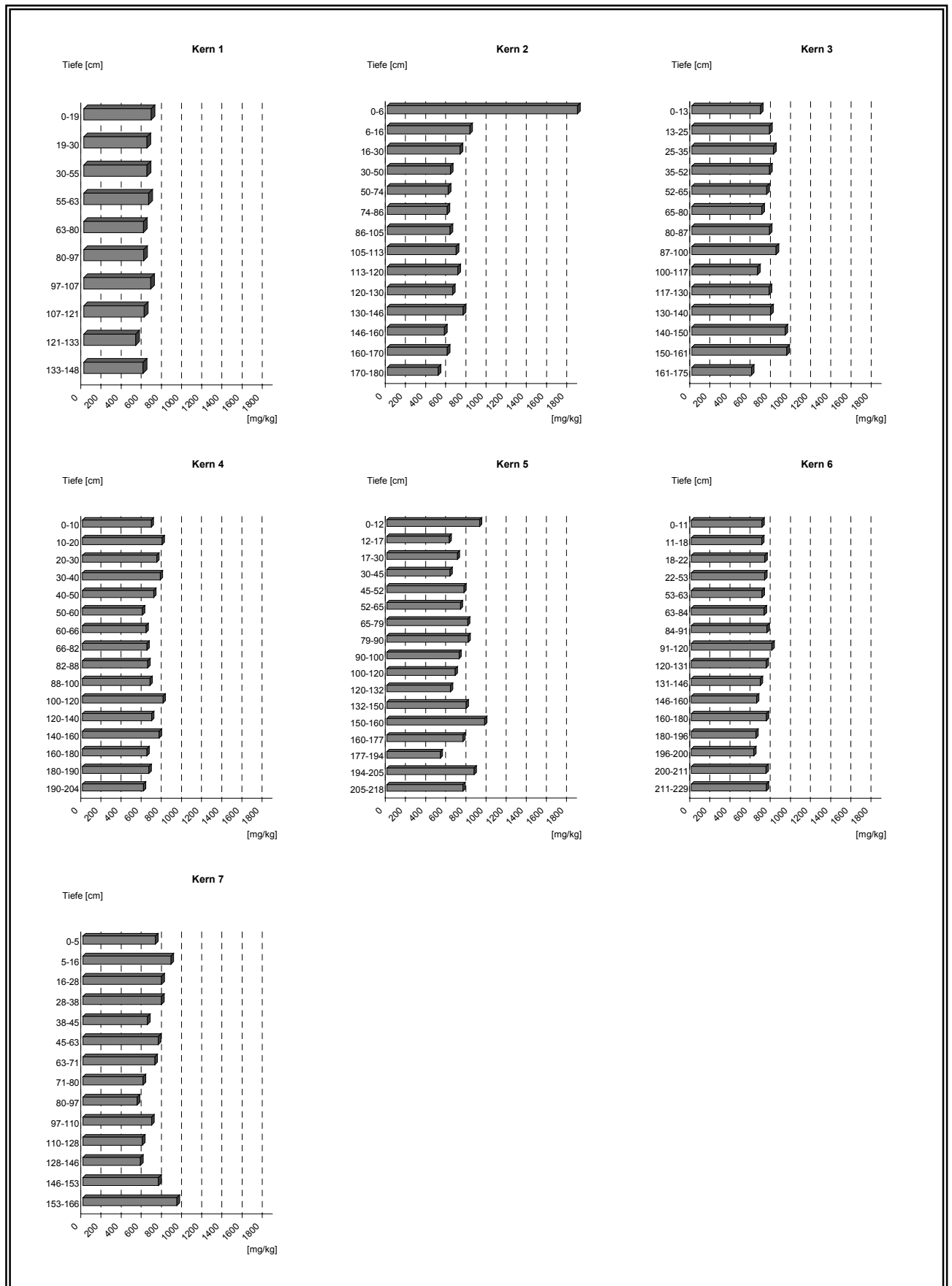


Abbildung 60: Mangengehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.3 Kobalt (Co)

Kobalt bildet wie Eisenionen die Oxidationszahlen +II. und +III. Im Gegensatz zum Fe^{3+} - Ion ist das Co^{3+} - Ion sehr leicht reduzierbar und damit ein starkes Oxidationsmittel.

Kobalt ist in ultrabasischen und basischen Gesteinen angereichert (SALOMONS & FÖRSTNER, 1984) und kommt zusammen mit Nickel als Sulfid oder Arsenat vor. Wichtige Kobaltminerale sind Cobaltin CoAsS , Speisekobalt $(\text{CoNi})\text{S}_3$, Erythrin oder Kobaltblüte $\text{CO}_3[\text{A}_5\text{O}_4]_2$ und Safflorit COAs_2 .

Der mittlere Co-Gehalt in der Erdkruste beträgt 20 mg/kg. Die meisten Böden enthalten 10-15 mg/kg Kobalt; hier ist Co vor allem an Mn und Fe – Oxiden gebunden. Kobaltarme Böden haben meist nur einen Co – Gehalt von 1-5 mg/kg (SCHEFFER & SCHACHT- SCHABEL, 1984)

Kobalt wird als Legierungsmetall (Hochtemperaturlegierungen) in der Metallurgie als Stahlveredlungsmetall (Bestandteil verschleißfesten Werkzeugstahls) und im Chemiebereich in Farben, Pigmenten, Glasuren und Katalysatoren verwendet. Es wird verwendet zum Nachweis von Al und Zn. Das Theuards Blau wird als Porzellanfarbe benutzt.

Die Kobaltgehalte in der Fraktion $<20\mu\text{m}$ im Oberflächensediment des Messiniakos liegen im Mittel bei 17,5 mg / kg. In der Abb. 61 sind die Kobaltgehalte der einzelnen Probenahmepunkte eingezeichnet. Geringe Konzentrationen sind im Ostteil des Golfs zu erkennen. Ebenso wie bei den anderen Metallen weist die Westhälfte und das Nordteil sowohl im Durchschnitt als auch in Bezug auf die Maximalgehalte höhere Konzentrationen auf als der östliche Messiniakos. Betrachtet man die laterale Verteilung der Kobaltgehalte, so zeigt sich, dass im Untersuchungsgebiet Konzentrationen zwischen 16-22 mg / kg dominieren. 2/3 der Proben zeigen Werte unterhalb des Backgrounds (19 mg/ kg). Der höchste Wert (35,4mg / kg) ist wie bei Mangan in der Probe 30 in unmittelbarer Nähe des Pamissos Deltas gemessen; die erhöhten Kobaltgehalte in diesem Teil des Golfs deuten darauf hin, dass aus dem Fluß kobalthaltiges Material in den Golf gelangt.

In den meisten Kernen sind bei den jüngsten Kernabschnitten und im mittleren Bereich der Kerne hohe Kobaltgehalte gemessen worden (Abb. 62). Im Kern 7 wurden die höchsten Werte ermittelt, wobei die Gehalte von 24 mg / kg in den obersten Abschnitten bis zur Tiefe hin (26 mg/kg) kaum differieren.

Im mittleren Bereich zeigt sich eine fallende Tendenz der Kobaltkonzentrationen. Die geringfügig erhöhten Konzentrationen in Kern 7 sind schon aus der Lage des Probenahmeortes zu erklären; hier handelt es sich um Sedimente aus der unmittelbaren Nähe der Hafenstadt Kalamata. Einen leichten Konzentrationsabfall mit zunehmender Tiefe zeigen die vertikalen Tiefenverteilungen der anderen Kerne, wobei ein häufiger Wechsel der Werte der Kobaltkonzentration zu beobachten ist. Kern 1 ist homogener im Vergleich zu den anderen Kernen. Die Tiefenverteilung der Kobaltgehalte zeigt ein ruhigeren Verlauf; die Werte variieren zwischen 23 mg / kg an der Oberfläche und 18,6 mg / kg bis zur Tiefe hin. Die Mittelwerte aller Kerne zeigen geringe Variationen untereinander und schwanken in einem engen Bereich zwischen 20,5 mg / kg Kern 5 und 22,6 mg / kg bei Kern 7.

Durchschnittlich liegen die Kobaltgehalte der Oberflächenproben des Messiniakos bei 17,5 mg/kg. In den Kernen wurden durchschnittlich 21,7mg / kg Kobalt gemessen. Der Tongesteinsstandard für Kobalt nach TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961 beträgt 19 mg/kg. Die oben genannten Mittelwerte liegen im Bereich der Igeo-Klasse 0. Somit ist das Sediment des Golfs bezüglich der Kobaltkonzentrationen als "praktisch unbelastet" einzustufen.

Die laterale Kobaltverteilung zeigt Ähnlichkeiten mit der von Chrom, Nickel und Mangan. Die signifikant negativen Korrelationen zu Corg. (Tab. 26) verweisen auf die untergeordnete Rolle organischer Substanz bei der Bindung von Kobalt.

Wie oben erwähnt, kommt Kobalt in mineralischer Form zusammen mit Nickel, als Sulfid oder Arsenat vor. Durch einen ähnlichen Ionenradius kann es Eisen und Magnesium im Gitter von frühmagmatischen Silikat- und Sulfidmineralen ersetzen wie auch Chrom und Nickel. Somit wird die Anreicherung von Co, Cr, und Ni in ultrabasischen bis basischen Gesteinen erklärt (SALOMONS & FÖRSTNER, 1984). Dadurch wird der Einfluß der basischen Gesteine im Einzugsgebiet bestätigt und somit erklären sich auch die signifikanten bis hochsignifikanten Korrelationen zwischen Kobalt und den Metallen Nickel, Chrom, Eisen und Mangan. Die Ähnlichkeiten der lateralen Verteilung von Kobalt mit der von Chrom, Nickel und Mangan wird durch die positiven Korrelationen bestätigt.

Wie bei Mangan zeigt auch Kobalt signifikante Korrelationen zur Tonfraktion und eine positive Beziehung zur Mittel-Siltfraktion.

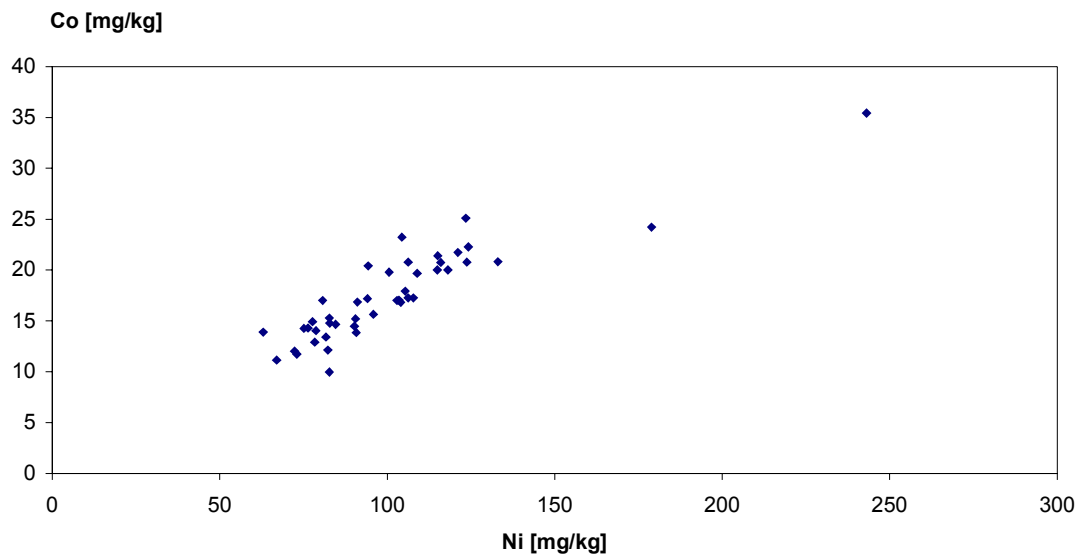


Abbildung xx : XY-Plots zwischen Nickel und Kobalt

	Fe	Cu	Pb	Ni	Cr	Mn	Zn	Cd	Ag	Hg	CaCO ₃	Ton	m. Silt
Oberf.	0,53	0,47	0,04	<u>0,90</u>	0,46	<u>0,86</u>	-0,17	-0,08	-0,07	-0,26	-0,50	0,42	0,28
Kerne	0,50	0,30	0,19	0,20	0,21	0,28	0,35	0,01	0,04	0,06	-0,22	-0,10	0,26

Signifikanzgrenzen, p = 0,05 schwach-signifikant, p = 0 0,01 **signifikant**, p = 0,001 **hoch-signifikant**

Tab. 26: Korrelationskoeffizienten zwischen Kobalt und anderen wichtigen Parametern

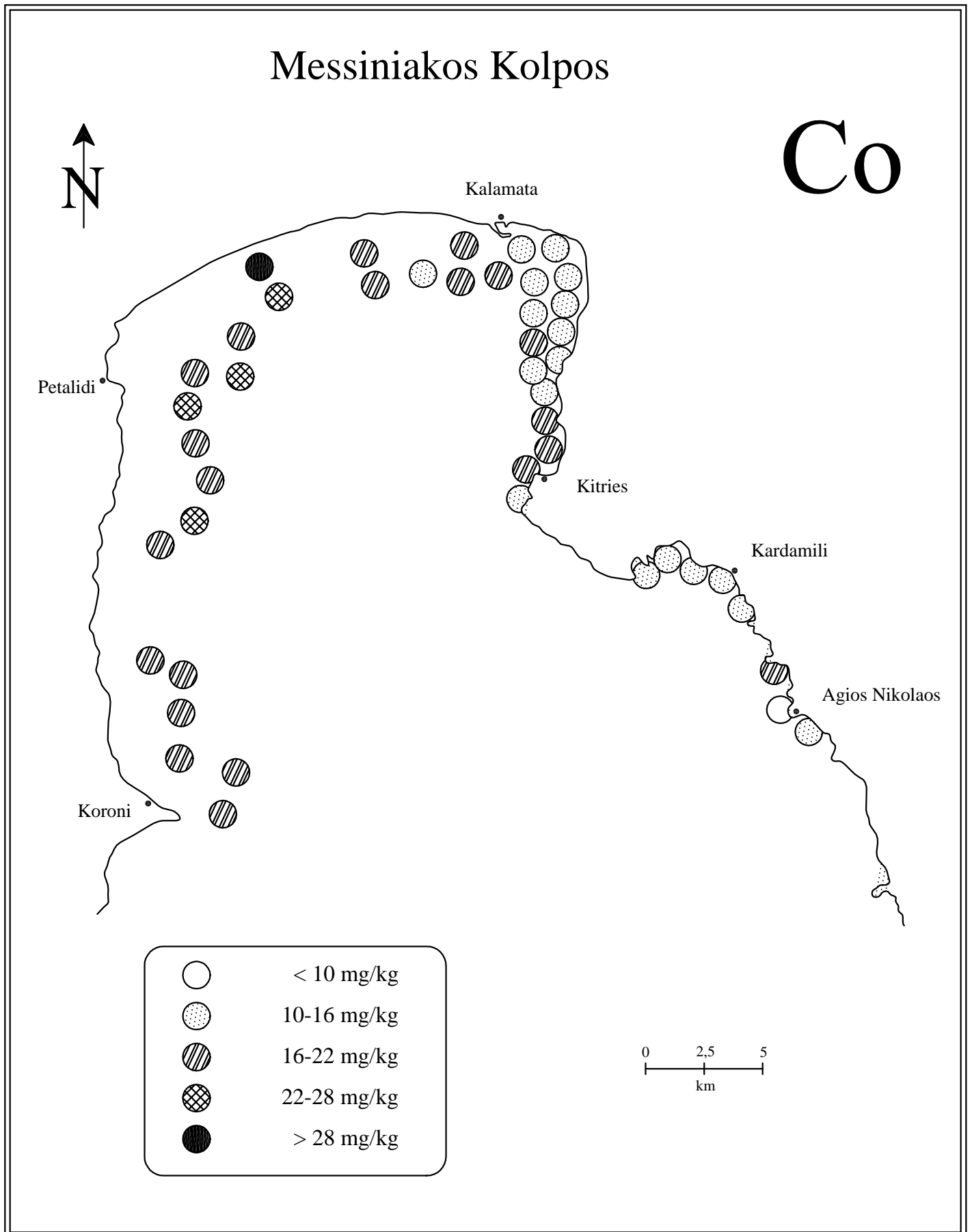


Abbildung 61: Verteilung der Kobaltgehalte im Oberflächensediment

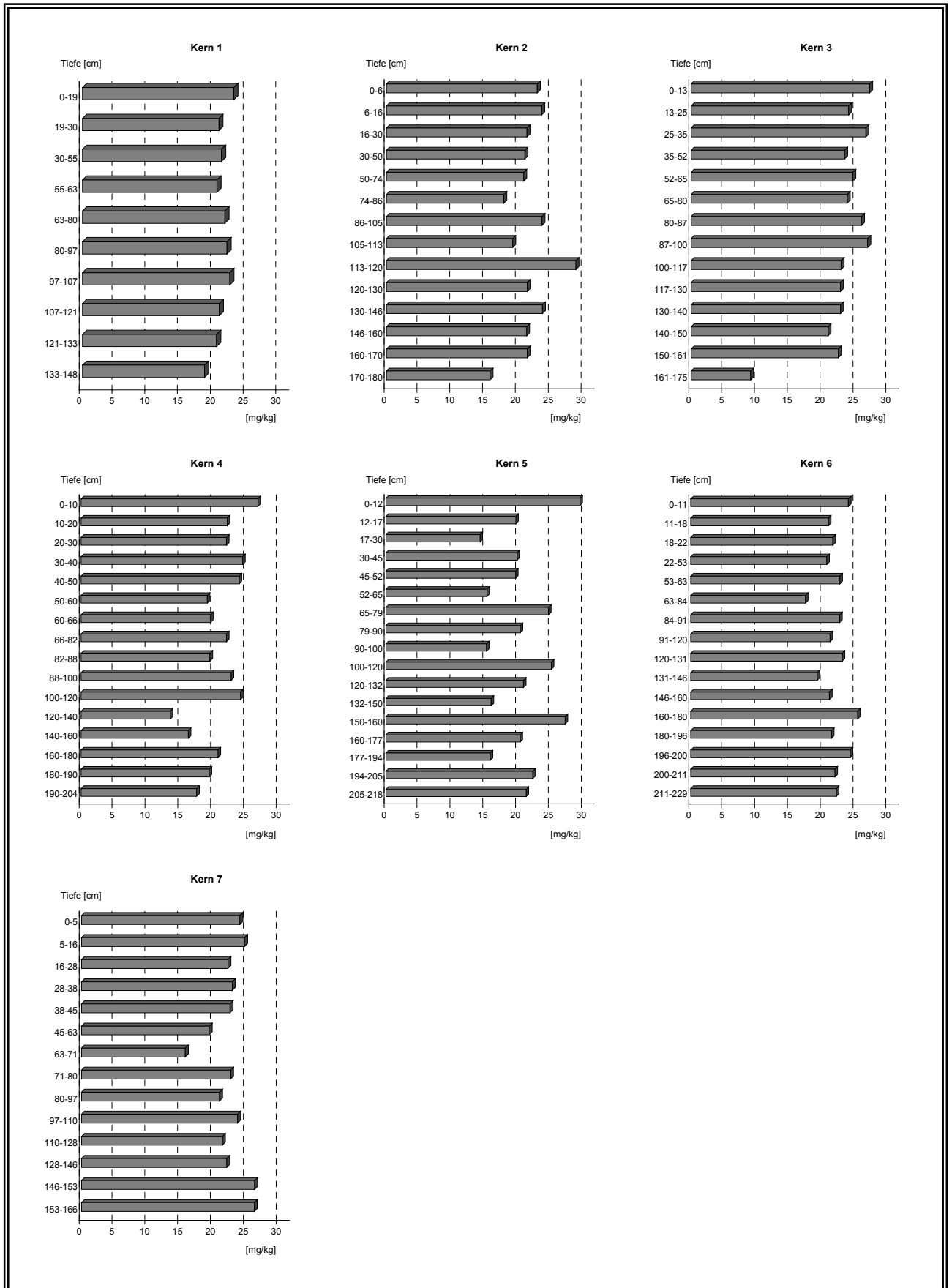


Abbildung 62: Kobaltgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.4 Chrom (Cr)

Chrom steht in der VI. Nebengruppe des Periodensystems. Es ist ein essentielles Spurenelement, das beim Kohlenhydratstoffwechsel von Tieren von Bedeutung ist. Chrom kommt in den Oxidationsstufen von -2 bis $+6$ vor. Die häufigste Oxidationsstufe Cr (III) ist relativ immobil und weniger toxisch als die sechswertige Form. Chrom(VI) – Verbindungen sind 100 bis 1000 mal toxischer als Cr(III) – Verbindungen. Das wichtigste Chrommineral ist der Chromit (FeCr_2O_4) der in Ultrabasiten und Serpentiniten vorkommt. In basischen Gesteinen enthalten vor allem Pyroxene und Olivine bis zu 1,2 % Cr_2O_3 saure Gesteine und Karbonatsedimente erreichen 5-25 mg/kg, Tongesteine 80-120 mg/kg. Der Chromgehalt der kontinentalen Kruste beträgt 88 mg/kg. Chrom kann Oxide und Sulfide bilden wobei Cr-Sulfide in natürlichen Proben nur in Meteoriten gefunden wurden. In komplexen Oxiden kann Chrom Al, Fe, Mg und Ti, die ähnliche Ionenradien besitzen, ersetzen (PAULING; 1962; BEAUBIEN et al, 1994). Konzentrationen des löslichen Chromats von 0,5 $\mu\text{g/ml}$ zeigen bereits nachweislich schädliche Wirkungen. Da die Redoxbedingungen bei diesem Metall entscheidend sind, enthalten wassergesättigte Böden, in denen reduzierende Bedingungen vorherrschen das weniger toxische Cr (III). In zahlreichen gut entwässerten und belüfteten Böden ist ebenfalls Cr (III) die vorherrschende Form, weil hier das organische Bodenmaterial die Reduktion von Cr(VI) zu Cr(III) bewirkt (MUNK, 1995). Chrom findet eine häufige Anwendung in der Industrie. Es wird in der metallurgischen Industrie bei der Herstellung von Baustoffen, Farben, Lacken, Glas- und Keramikgegenständen und in der Lederindustrie verwendet. Chrom wird auch eingesetzt bei der Legierungsproduktion und der Stahlveredelung. Einträge in die Umwelt über die Atmosphäre stammen aus der Metallverarbeitung und der Kohleverbrennung; über Siedlungsabfälle und Mineraldünger kann eine Kontamination von landwirtschaftlichen Nutzflächen erfolgen. Die laterale Verteilung der Chromkonzentrationen (Abb. 63) basiert in erster Linie auf der Sedimentart. Diese Abhängigkeit wird bestätigt durch die positive Korrelation der Chromkonzentrationen mit dem Tongehalt. Höhere Konzentrationen sind generell im westlichen Teil des Golfs sowie im Südöstlichen Bereich zu verzeichnen. Vereinzelt treten Proben mit höheren Konzentrationen in unmittelbarer Nähe der Stadt Kalamata und Stadt Kitries auf. Werte in Höhe des Tongesteinsstandards (90 mg / kg) treten an keinem der untersuchten Proben auf. Chromkonzentrationen zwischen 340-370 mg/ kg und 370-400mg / kg dominieren im westlichen und im südöstlichen Bereich des Untersuchungsgebietes. Der Bereich (310-340 mg / kg) ist

häufiger im nordöstlichen Teil des Messiniakos. Die durchschnittliche Chromkonzentration aller Kerne beträgt 461 mg / kg. Der vertikale Verlauf (Abb. 64) ist bei den meisten Profilen inhomogen. Die durchschnittlich höchsten Chromanreicherungen wurden im Kern 6 (535 mg / kg), gefolgt von Kern 7 (467 mg / kg) ermittelt. Die niedrigsten Werte weist Kern 2 (433 mg / kg) auf. Kern 1 weist Chrom-Gehalte von 421 – 480 mg / kg auf, wobei der maximale Wert in einer Tiefe von 121-133 cm ermittelt wurde. Dies ergibt eine ca. 5-fache Anreicherung gegenüber den natürlichen Gehalten von 90 mg/kg. Kern 3 und Kern 5 sind von einem deutlichen Maximum im mittleren Bereich des Sediments geprägt; Höhere Gehalte wurden ebenfalls in tieferen Sedimentschichten festgestellt, darunter ist eine Abnahme der Chromgehalte zu beobachten. Einen leichten Konzentrationsabfall mit zunehmender Tiefe zeigen auch die Kerne 2 und 4. Im Kern 2 liegen die Chromgehalte zwischen 386 und 473 mg / kg und damit 4 bzw. 5 mal höher als der von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) ermittelte Background. Der höchste Wert stammt aus der Schicht von 6-16 cm. Eine weitere Erhöhung der Konzentrationen ist bei einer Tiefe von 85-105 bzw. 130-146 cm gemessen worden. Chrom tritt im Kern 4 in den obersten 10 cm in Konzentrationen von 489 mg / kg auf, die eine 5-fache Anreicherung gegenüber dem Background darstellt. Mit zunehmender Tiefe nehmen die Konzentrationen auf 428 mg / kg ab, wobei Maxima- und Minimawerte entlang des Profils zu beobachten sind. Die Ergebnisse zeigen, dass die Tiefenverteilung von Chrom in den Sedimentprofilen 6 und 7 sehr inhomogen ist. Im Kern 6 zeigen die Konzentrationen eine größere Schwankungsbreite und variieren zwischen 420 und 737 mg / kg um den Faktor 8 nach oben im Vergleich mit dem Tongesteinsstandard. Auffällig ist der Konzentrationsrückgang nach einem Maximum von 737 mg / kg in einer Tiefe von 22-53 cm bis auf 436 mg / kg. Im folgenden Abschnitt fallen die Werte weiter über ein Zwischenmaximum von 737 mg/kg bis zur Tiefe hin ab. Der Kern 7 zeigt vergleichbare Tendenzen hinsichtlich der Tiefenverteilung. Die höchsten Chromkonzentrationen wurden in den obersten 5 cm und in eine Tiefe von 97-110 cm gemessen (655 bzw. 735 mg / kg). Dies ist eine 7-fache bzw. 8-fache Anreicherung gegenüber den natürlichen Gehalten. Die tiefer liegenden Horizonte weisen geringere Gehalte auf, die zum Teil nur bei 340 mg/kg liegen.

Der Tongesteinsstandard für Chrom (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) beträgt 90 mg/kg. In den Oberflächenproben sind durchschnittlich 358 mg / kg nachweisbar. Für die Kerne ist als Mittel 461 mg / kg errechnet worden. Alle genannten Werte liegen im Bereich der Igeo-Klasse 2 und somit ist das Sediment des Messiniakos als "mäßig belastet" einzustufen.

Chrom weist keine regelhafte Verteilung innerhalb des Golfs auf, sondern unterliegt

z. T. starken kleinräumigen Konzentrationsschwankungen, die primär auf die Korngröße der sich ablagernden Feststoffe bzw. auf die strömungsbedingten Sedimentationsverhältnisse zurückzuführen sind.

Die signifikant positiven Korrelationen zu Nickel und die hoch-signifikante Abhängigkeit zu Kupfer (Tab. 27) weisen auch auf die Galvanik als Quelle hin, da Nickel- und Kupfer- überzüge die Trägermetalle für die eigentliche Korrosionsschutzschicht- die Chromschicht darstellen. Die signifikant positive Abhängigkeit zu Kobalt und Nickel kennzeichnen das chemisch-mineralogisch ähnliche Verhalten der beiden Metalle und belegen auch teilweise den geogenen Ursprung von Chrom. Die Anwesenheit von Serpentiniten und Metabasalten im Einzugsgebiet spricht für die hohen Chromkonzentrationen in den Sedimenten des Messiniakos und bildet somit die dominierende geogene Quelle für die Nickel und Chromgehalte der Sedimente. Aus der positiven Korrelation der beiden Metalle läßt sich schließen, dass sie in den Sedimenten des Messiniakos überwiegend geogener Herkunft sind. Die homogene Verteilung der Chromkonzentration im Kern 1, der am entferntesten von der Küste in einer Wassertiefe von 600 m entnommen wurde, bestätigt die Annahme, dass Chrom geogener Herkunft ist. Eine anthropogen bedingte Belastung durch höhere Chromgehalte im Oberflächensediment im Vergleich zu tieferliegenden Horizonten ist nicht erkennbar. Gegenüber vorindustriellen Werten die im Untersuchungsgebiet bei mittleren Sedimentationsraten von ca. 0,5-1 mm/α bereits in 20 cm Tiefe anzutreffen sind, werden für die Oberflächenschichten keine Chromanreicherung angetroffen. Eine andere Chromquelle könnten die Kalksteine im Einzugsgebiet sein, die nach einer Arbeit von PANAGOS et al., (1984), erhöhte Chromgehalte aufweisen. Die Emissionen aus den in der Gegend gelegenen Ölfabriken haben sicher einen Einfluß auf die Chrombelastung der Sedimente des Golfs, da sie in dieser Zeit weder über eine Kläranlage noch über ein Kanalisationsnetz verfügt haben. Somit gelangten sämtliche Abwässer völlig ungeklärt in den Golf (PANAGOS et al. , 1984).

Die laterale Chromverteilung ist ähnlich wie die von Kupfer, Mangan, Kobalt und Nickel.

	Fe	Cu	Pb	Ni	Mn	Co	Zn	Cd	Ag	Hg	Ton	f. Silt
Oberf.	-0,04	0,64	-0,03	0,42	0,40	0,46	0,04	0,22	-0,12	0,02	0,30	0,07
Kerne	0,16	0,14	0,01	0,32	0,04	0,21	0,36	0,13	-0,17	-0,15	0,21	0,34

Signifikanzgrenzen: $p = 0,005$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hochsignifikant**

Tab. 27: Korrelationskoeffizienten zwischen Chrom und anderen wichtigen Parametern

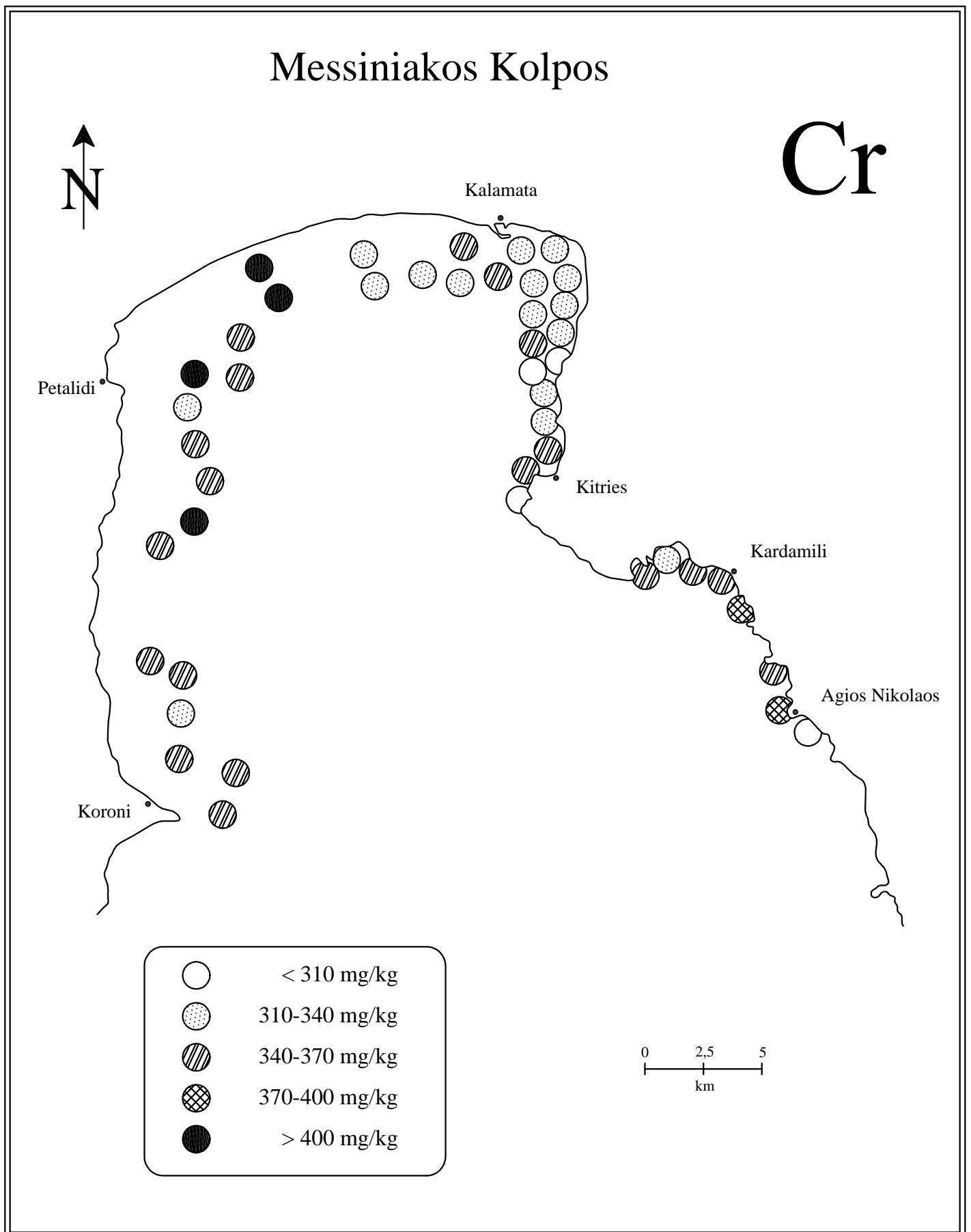


Abbildung 63: Verteilung der Chromgehalte im Oberflächensediment

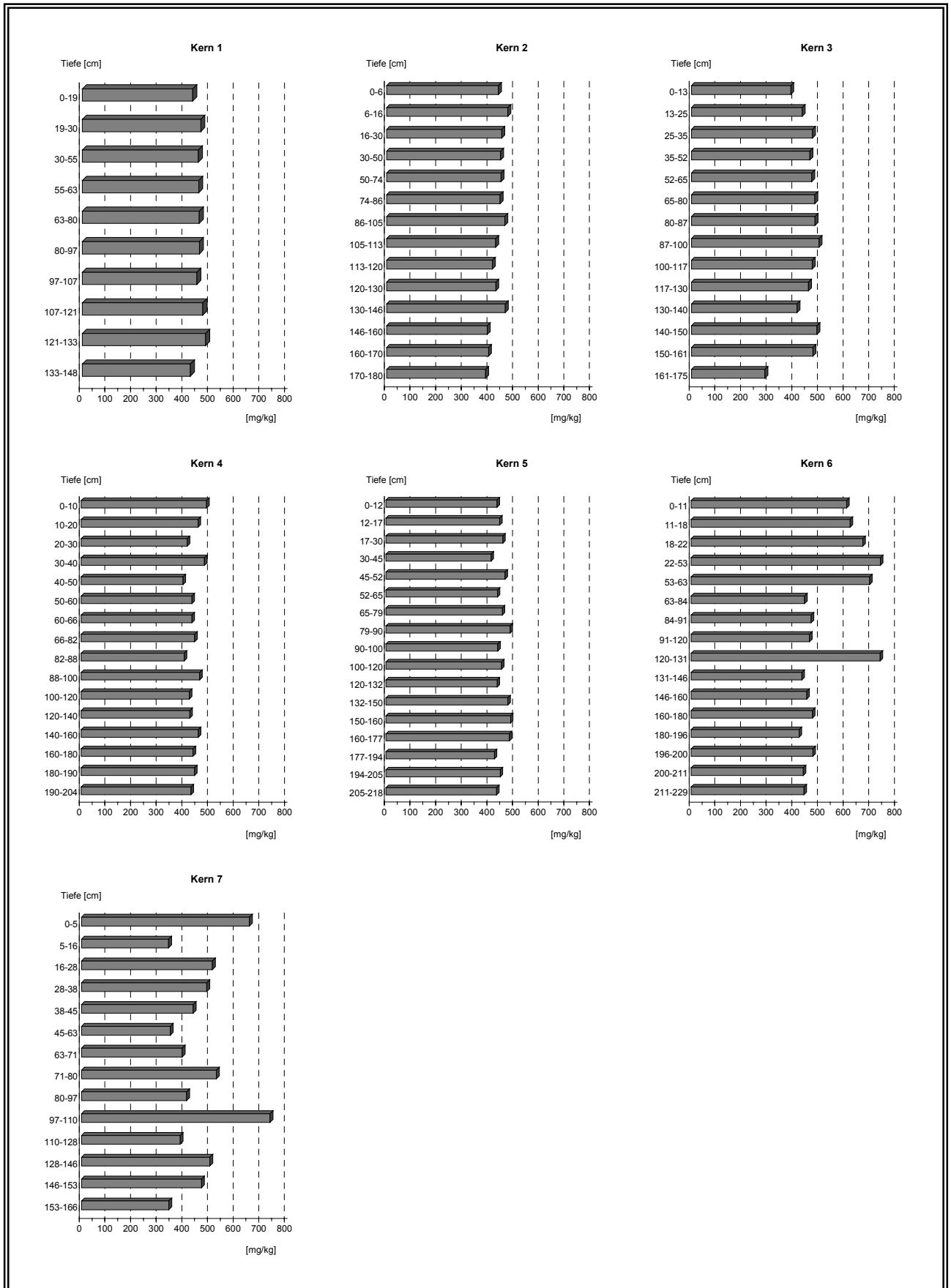


Abbildung 64: Chromgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.5 Nickel (Ni)

Das Element Ni steht zusammen mit Eisen und Kobalt in der VIII. Nebengruppe des Periodensystems. In seinen Verbindungen tritt es fast ausschließlich als zweiwertiges Kation auf.

Aus dem Nickelmineral Pentlandit $(\text{FeNi})_9\text{S}_8$ werden 90% des weltweit benötigten Nickels gewonnen. Wichtige Nickelminerale sind noch Rot – und Weißnickel sowie Garnierit und Magnetkies. In Gesteinen kommt Nickel als Sulfid und Oxid vor. Im Kristallgitter von Silikaten kann es Eisen ersetzen.

Nickel kommt in Ultrabasischen Gesteinen mit Olivinegehalt und in Serpentiniten vor. Aus deren Verwitterung ergibt sich die geogene Belastung der Umwelt mit Nickel. Die Nickelkonzentration von Gesteinen ist unterschiedlich. In Ultrabasiten kommen bis 2000 mg/kg vor und in sauren Gesteinen und Karbonaten 1-15 mg/kg (AUBERT & PINTA, 1977; ADRIANO, 1986). Das bei der Verwitterung freigesetzte Nickel wird durch Sorption und Kopräzipitation an Eisen und Manganoxide gebunden.

Der Nickelgehalt der Böden wird vom Ausgangsgestein bestimmt. Tonige Sedimente und Böden zeigen höhere Nickelkonzentrationen als sandige Böden. Hohe Nickelkonzentrationen weisen Böden aus Serpentin (bis 1%) und lateritisierte tropische Böden auf.

Durch die natürliche Verwitterung Ni-reicher Gesteine gelangt Nickel meist mit Eisen und SiO_2 in Lösung. Dabei zeigt sich Ni^{2+} in wässriger Lösung als sehr langlebig und mobil, so dass es zur Mitfällungen von Nickel an Fe-Mn-Oxiden kommt. RASCHID (1974) und LEE (1975) konnten eine starke Adsorption von Nickel durch wässrige Fe-Mn-Oxide feststellen.

In geringen Mengen wird Nickel für Tiere, Pflanzen und Mikroorganismen als essentielles Spurenelement angesehen. Bei einer Konzentration von 11-50 mg/kg in der Trockensubstanz wurden starke phytotoxische Wirkungen bei Pflanzen festgestellt. Aufgrund seiner antikorrosiven Eigenschaften wird Nickel zusammen mit Kupfer und Zink als Legierungsbestandteil von Stahl und als Oberflächenschutz in der Galvanotechnik verwendet. Anthropogene Emissionen stammen aus der Verbrennung von Kohle, Mineralöl, Abfällen und der Stahlschmelze. Abwässer und Klärschlämme können stark mit Nickel belastet sein.

Abb. 65 stellt die laterale Verteilung des Elements Ni dar. Erhöhte Konzentrationen treten vor allem im nordwestlichen Bereich des Golfs auf. Die Höchstwerte >130 mg/kg weisen 3 Proben vor dem Pamissos Delta auf. Eine Häufung von höheren

Nickelkonzentrationen zeigt sich in der Nähe des Hafens der Stadt Kalamata. Für die erhöhten Nickelgehalte in diesem Bereich des Golfs sind vermutlich anthropogene Einflüsse verantwortlich, die durch die Industrie der Stadt Kalamata hervorgerufen werden.

Proben mit niedrigen Konzentrationen treten im Gebiet von Agios Nikolaos und Kardamyli im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes auf. Die meisten Proben des Oberflächensediments liegen im Konzentrationsbereich von 90-110 mg / kg.

In den Kernen sind die Nickelkonzentrationen über die gesamten Profilbereiche sehr uneinheitlich mit Ausnahme von Kern 1 (Abb. 66), wo der höchste Ni -Wert gemessen wurde. Außer diesem Maximum von 183 mg/kg im untersten Bereich des Kernes bleiben die Nickelkonzentrationen mit nur geringen Schwankungen über die gesamte Kernlänge beinahe gleich.

Die höchsten Nickelgehalte im Durchschnitt wurden im Kern 5 ermittelt, die niedrigsten im Kern 7. Bei den Kernen 2, 4 und 6 nehmen die Ni - Gehalte mit der Tiefe ab, wobei jeweils 3 Maxima festzustellen sind. Beim Kern 7 sind die niedrigsten Werte gemessen worden. Dabei wurde ein Rückgang des Ni-Gehaltes bis auf die Background - Konzentration festgestellt. Zu beobachten sind auch 4 Konzentrations – Maxima, die von den jüngsten Sedimenten bis zu tieferen Lagen zunehmen (11 / 115 / 139 / 167mg/kg).

Bei den Kernen 3 und 5 steigen die Konzentrationen bis in den mittleren Bereich an, formen hier ein Maximum und fallen dann im weiteren Verlauf konstant ab, steigen wieder mit der Tiefe an, bis zu einem zweiten Maximum.

Die Nickelgehalte der Oberflächenproben liegen im Mittel bei 100 mg/kg. In den Kernabschnitten erreichen sie Konzentrationen bis zu 116 mg/kg und sind damit etwas höher als die der Oberflächenproben. Im Vergleich mit dem Background - Wert nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) (68 mg/kg) sind die Nickelkonzentrationen im Sediment als erhöht zu bezeichnen. Nach dem Geoakkumulations – Index von Müller (1974) gehört das Sediment der Igeo-Klasse 0 an und ist somit als “unbelastet” zu bewerten..

Es besteht eine positive Abhängigkeit der Nickelgehalte zu der Ton - Fraktion. In den Kernen sind die Nickelkonzentrationen höher als die in den Oberflächenproben; hier liegt Nickel stärker in korngrößenabhängiger Form vor, da die Sedimente tonreicher sind.

Die Übereinstimmung der lateralen Verteilung der Nickelkonzentration in den Sedimenten des Messiniakos mit der von Kobalt und Mangan ist durch die hoch-signifikant positive Korrelation zwischen diesen Metallen wiedergegeben.

Die signifikant positive Abhängigkeit von Nickel zu Chrom und die hoch-signifikante Korrelation zu Kobalt und Mangan (Tab. 28) läßt die Herkunft des Nickels in den Serpentiniten und Metabasalten des Einzugsgebiets vermuten. Die Nickelgehalte stehen auch in positiver Beziehung zu Kupfer und Eisen.

	Fe	Cu	Pb	Mn	Cr	Co	Zn	Cd	Ag	Hg	Corg.	Ton
Oberf.	0,49	0,44	0,04	<u>0,83</u>	0,42	<u>0,90</u>	-0,03	-0,08	-0,07	-0,15	-0,52	0,24
Kerne	0,04	0,14	-0,27	0,10	0,32	0,20	-0,14	-0,05	0,05	-0,14	0,25	0,43

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 28: Korrelationskoeffizienten zwischen Nickel und anderen wichtigen Parametern

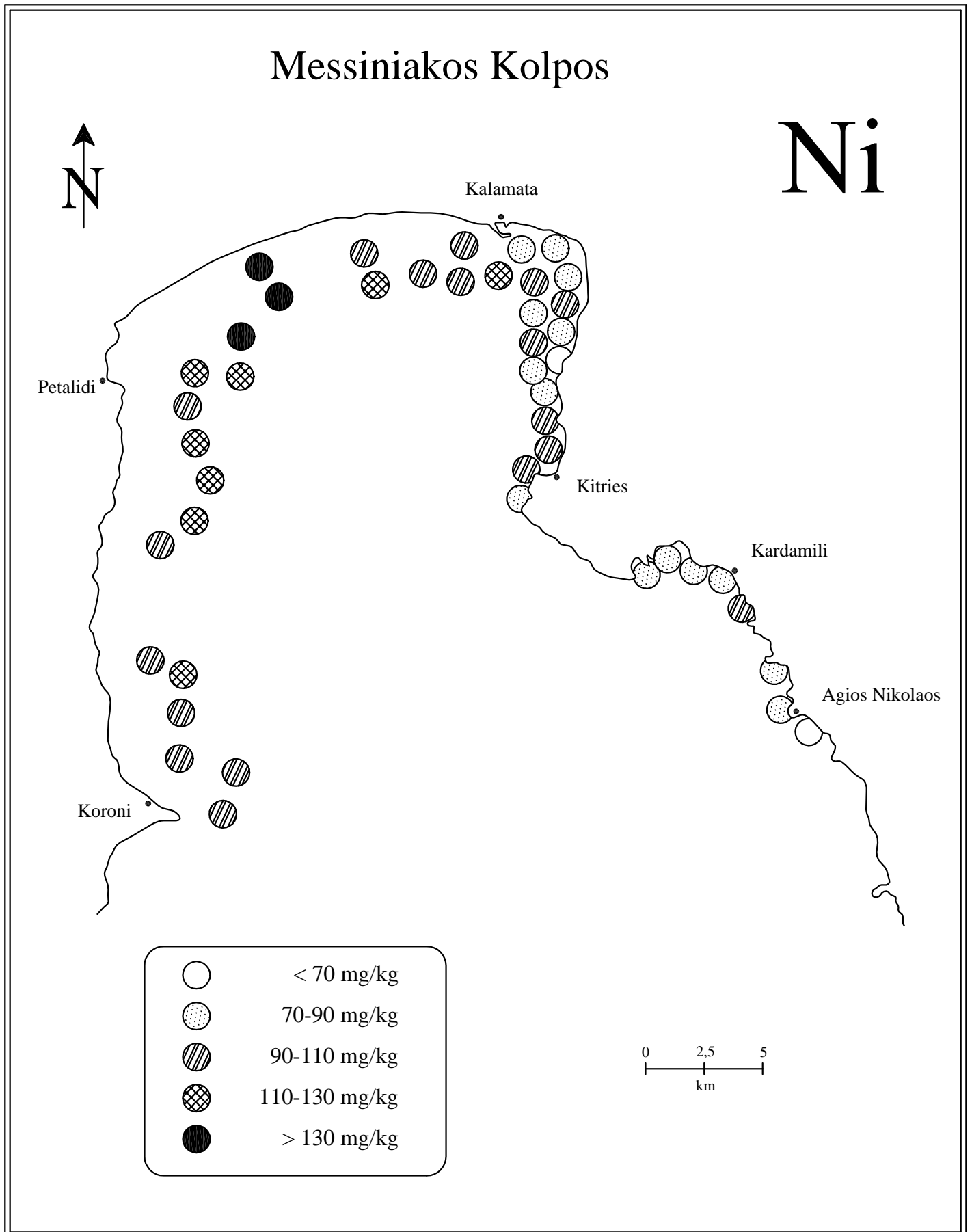


Abbildung 65: Verteilung der Nickelgehalte im Oberflächensediment

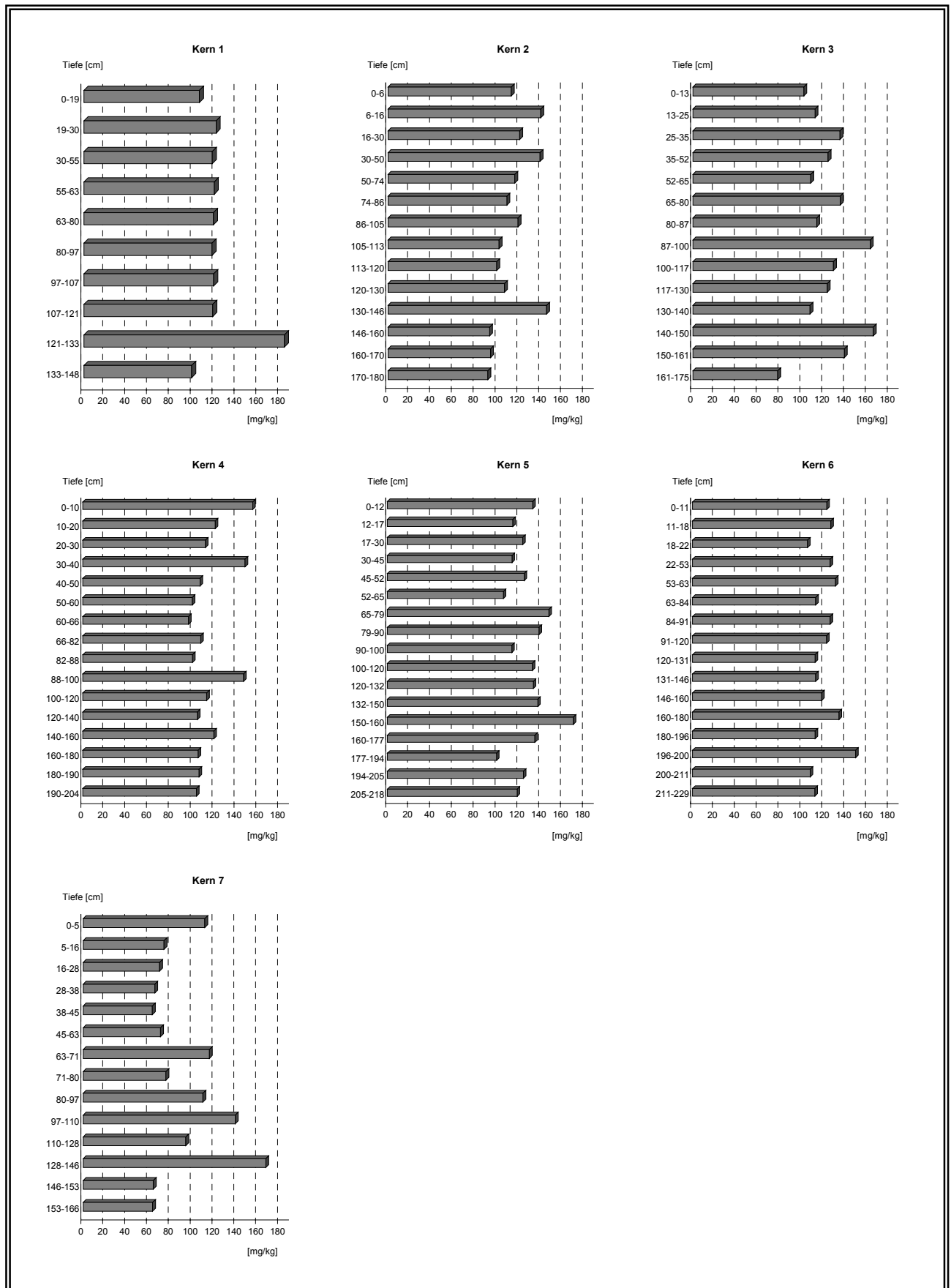


Abbildung 66: Nickelgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.6 Kupfer (Cu)

Kupfer ist zusammen mit Silber und Gold ein Element der I. Nebengruppe des Periodensystems. Es kommt in Verbindungen ein – oder zweiwertig vor. Die wichtigsten Minerale sind Kupferglanz (Cu_2S), Covellin (CuS), Kupferkies (CuFeS_2), Cuprit (CuO_2) und die Karbonate Malachit und Azurit.

In magmatischen Gesteinen treten Kupfergehalte zwischen 5-30 mg/kg (saure Gesteine) und 60-120 mg/kg (Basalte) auf. Sandsteine und Karbonate enthalten 2-30 mg/kg, tonige Sedimente 40-60 mg/kg (KABATA - PENDIAS & PENDIAS, 1984). Im Sediment ist Kupfer teilweise silikatisch gebunden; es liegt außerdem in starker Bindung an Tonmineralen, in amorphen Fe- und Mn-Oxide und Hydroxide sowie in organischer Substanz vor. Unter reduzierenden Verhältnissen können Sulfide (CuS , CuS_2) ausgefällt werden. Im Porenwasser liegt ein großer Anteil in Form organischer Komplexe vor. Die Löslichkeit und Verfügbarkeit von Cu steigt bei pH-Werten < 5 deutlich an. Aber auch bei pH-Werten > 5 kann durch lösliche organische Komplexbildner eine Cu - Mobilisierung bewirkt werden (SALOMONS & FÖRSTNER, 1984). Kupfer ist in geringen Konzentrationen sowohl für Pflanzen als auch für Tier und Mensch ein essentielles Spurenelement und wird zur Steuerung von Atmungs – und Stoffwechselprozessen benötigt. In höherer Dosis können jedoch toxische Wirkungen auftreten.

Kupfer findet Verwendung in der Elektroindustrie, bei der Verarbeitung von Kabeln, Kupferrohren, zur Herstellung von Legierungen, mit Zink (Messing) und Zinn (Bronze), für Dachbedeckungen sowie in der Galvanotechnik.

Kupfer wird angereichert bei der Herstellung von Dünger und Futtermittel und als Pestizid. Durch die jahrzehntelange Anwendung von Cu – haltigen Pflanzenschutzmitteln im Hopfen – und Weinbau ist es zum Teil zu starken Cu – Anreicherungen in Böden gekommen. Während die Kupfergehalte in unbelasteten Böden in der Regel 2 – 40 mg/kg betragen, erreichen sie in belasteten Böden Werte bis 600 mg/kg (SCHEFFER & SCHACHT- SCHABEL, 1989). Die Hauptemissionsquellen von Kupfer sind die Eisen– und Stahlproduktion und die Verbrennung von Abfällen und fossilen Brennstoffen.

Betrachtet man die laterale Verteilung von Kupfer in den Oberflächensedimenten des Messiniakos (Abb. 67) so zeigt sich, dass Proben mit Cu - Konzentrationen zwischen 30-40 mg / kg dominieren. Niedrigere Gehalte kommen vor allem im östlichen Bereich des Messiniakos vor. Dabei sind vereinzelt Belastungen festzustellen die anthro-

pogener Natur sind, wie die zwei Probenpunkte direkt in der Stadt Agios Nikolaos und in der Nähe der Stadt Kalamata. Eine Häufung von höherer Konzentrationen tritt im nordwestlichen Teil des Golfs auf. 30 von 45 Oberflächenproben haben Kupfergehalte, die 45 mg/kg nicht überschreiten. Bei Betrachtung der räumlichen Verteilung fallen einige Gemeinsamkeiten mit Blei auf.

Die Vertikalverteilung der Cu-Gehalte im Golf (Abb. 68) zeigt bei den meisten Kernen ausgeprägte Unterschiede. Hohe bis sehr hohe Kupfergehalte wurden in den jüngsten und in den tieferen Sedimentkernabschnitte gemessen. Im Kern 1, 2, und 6 zeigt Kupfer einen deutlichen Konzentrationsrückgang im mittleren Bereich. In Abbildung 68 ist das Profil für Kupfer dargestellt. Beinahe gleichbleibende Konzentrationen mit nur geringen Schwankungen über die gesamte Kernlänge sind beim Kern 3 zu beobachten. Beim Kern 4 nimmt die Kupferkonzentration mit zunehmende Tiefe ab und es sind 3 Maxima zu beobachten. Bei den Kernen 5 und 7 zeigen die ermittelten Kupferwerten ein Maximum bei einer Tiefe von 150-160 cm bzw. 146-153 cm und 153-166 cm. Die Kupferkonzentrationen sind über den gesamten Profilbereich beider Kerne sehr uneinheitlich, mit einem ständigen Wechsel zwischen Minima und Maxima - Werten. Die Konzentrationen zeigen eine größere Schwankungsbreite und variieren zwischen 71-134 mg/kg bzw. 86-123 mg/kg.

Im Vergleich mit dem Backgroundwert von 45 mg/kg für anthropogen unbelastete Tongesteine (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) liegt der Mittelwert von Kupfer für die Oberflächenproben bei 42,8 mg/kg im Bereich der Background Konzentration; der Durchschnittsgehalt der Kerne liegt bei (86 mg / kg). Die oben genannten Mittelwerte liegen im Bereich der Igeo-Klassen 0 und Klasse 1 und somit ist das Sediment des Messiniakos bezüglich der Kupferkonzentrationen als "praktisch unbelastet" bzw. als "unbelastet bis mäßig belastet" einzustufen.

Aus der signifikant negativen Korrelation zwischen Kupfer und Karbonat kann auf eine Verdünnung der Kupfergehalte durch detritische Karbonatpartikel geschlossen werden.

Für Kupfer und Chrom sowie Mangan, Nickel und Kobalt im Oberflächensediment ergeben sich hoch-signifikante bzw. signifikante positive Abhängigkeiten. In den Kernen ergibt sich zwischen Kupfer und Eisen eine hoch – signifikant positive Korrelation. Ursache hierfür sind das gemeinsame Auftreten in amorphen Fe- und Mn-Oxiden. Sowohl in Sedimenten als auch im Boden ist Kupfer vorwiegend an Eisen - und Manganoxide und Hydroxide gebunden, daher ist sicher ein größerer Teil des Kupfers in den Sedimenten des Messiniakos in dieser Phase angereichert.

	Fe	Mn	Pb	Ni	Cr	Co	Zn	Cd	Hg	Ton	CaCO ₃	f. Silt	m. Silt
Oberf.	0,29	0,55	0,20	0,45	0,64	0,47	-0,03	-0,08	-0,04	0,56	-0,53	0,42	0,44
Kerne	0,71	0,07	0,25	0,14	0,14	0,30	0,48	0,29	0,19	-0,37	-0,44	0,08	0,23

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 29: Korrelationskoeffizienten zwischen Kupfer und anderen wichtigen Parametern

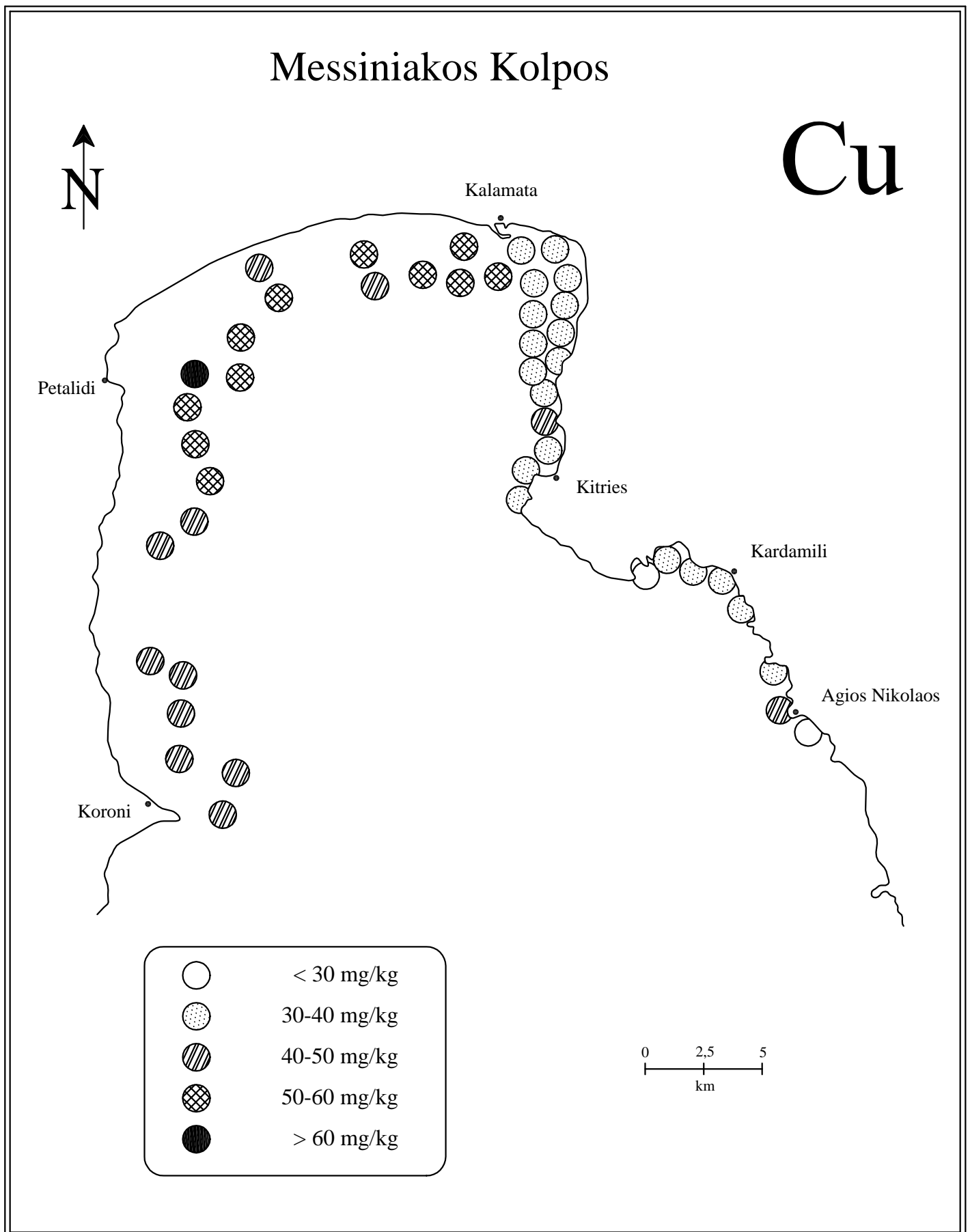


Abbildung 67: Verteilung der Kupfergehalte im Oberflächensediment

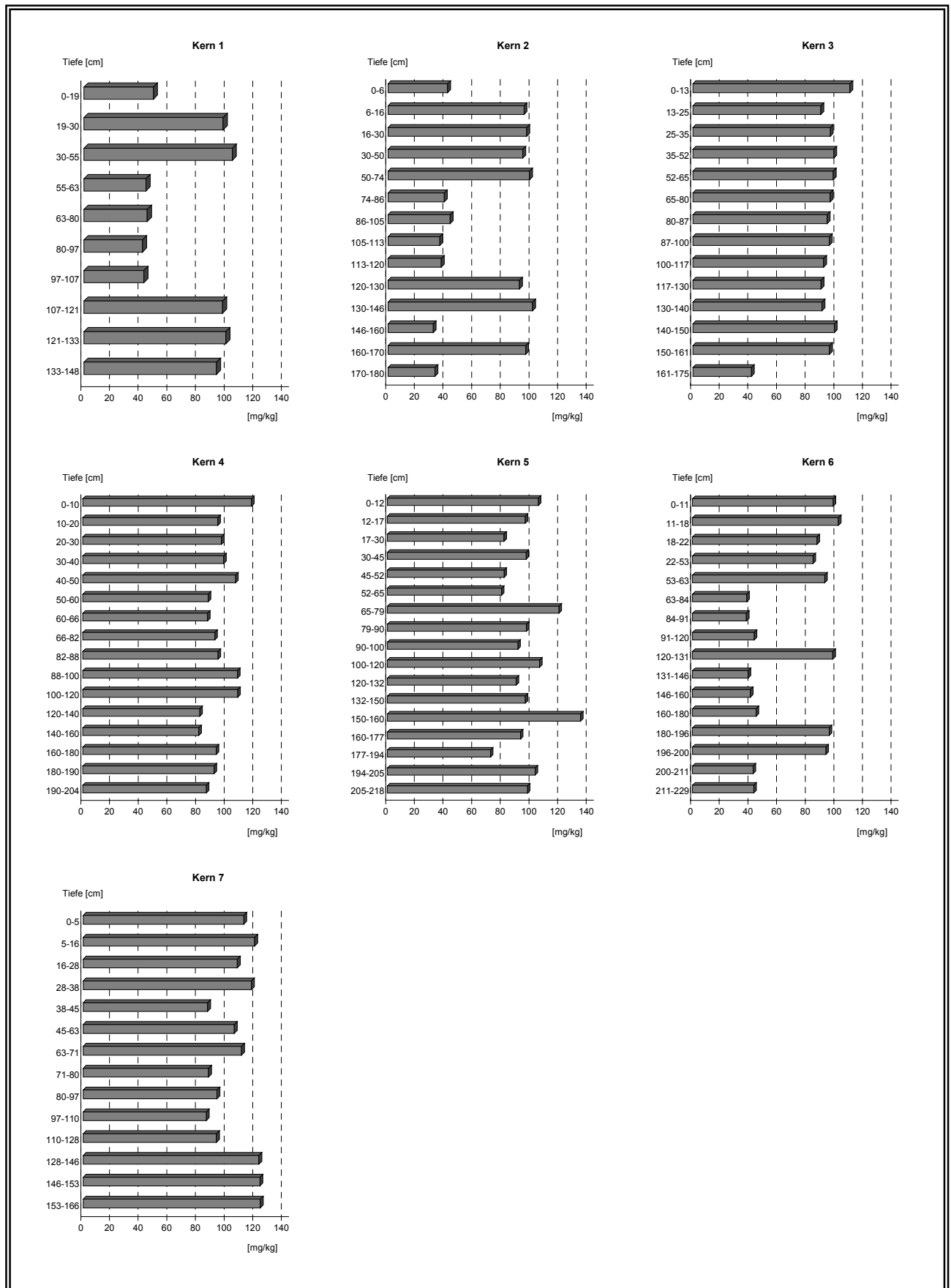


Abbildung 68: Kupfergehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.7 Blei (Pb)

Blei steht in der IV. Hauptgruppe des Periodensystems. In seinen Verbindungen kommt zwei- und vierwertig vor, wobei die zweiwertige Oxidationsstufe häufiger anzutreffen ist. Bleiminerale sind der hydrothermal gebildete Bleiglanz (PbS), der Anglesit (PbSO₄) und Cerussit (PbCO₃).

Aufgrund seiner leichten Schmelzbarkeit ist Blei schon seit der Antike genutzt worden. Bei der Gewinnung des Silbers aus den Bleierzen entsteht auch Blei als Nebenprodukt. Blei kann in Silikaten Kalium ersetzen, weshalb auch Muscovite und Alkalifeldspäte hohe Bleigehalte aufweisen können. Granite enthalten im Vergleich zu ultrabasischen Gesteinen eine 50- fach höhere Bleikonzentration (SALOMONS & FÖRSTNER, 1984). Die Bleikonzentration der kontinentalen Kruste liegt durchschnittlich bei 15 mg/kg.

Blei ist trotz seiner geringen geochemischen Beweglichkeit global verbreitet, da es industriell breit eingesetzt wird und vor allem über die Luft in den Boden eingetragen wird. Das aus anthropogenen Quellen stammende Pb liegt überwiegend in organischer und oxidischer Bindung vor. Die Pb - Festlegung durch organische Substanzen erfolgt vor allem durch die Bildung metallorganischer Komplexe hoher Stabilität. Lösliche organische Komplexbildner können eine Mobilisierung von Pb bewirken. Bei pH >6 wird die Pb - Löslichkeit durch lösliche Chelatbildner bestimmt. Unter reduzierenden Bedingungen findet eine besonders starke Bildung von löslichen organischen Komplexbildnern statt, die eine beträchtliche Pb - Mobilisierung bewirken können. Unter reduzierenden Bedingungen findet in Anwesenheit von Sulfidionen eine Bildung von PbS bzw. von bleihaltigen Schwermetall- sulfiden statt (SCHEFFER & SCHACHT-SCHABEL, 1984). Die Emissionen des Kfz - Verkehrs sind Hauptursache für die globale Verbreitung von Blei in der Umwelt. Blei dient daneben zur Herstellung von Akkumulatoren und Strahlenschutzeinrichtungen und findet Verwendung in der Elektro-, Farben- und Glasindustrie. Weitere Bleiquellen stellen Erzbergbau sowie die Ausbringung von Klärschlamm und andere Siedlungsabfällen dar.

Abbildung 69 zeigt die räumliche Verteilung der Bleikonzentrationen in den Sedimenten des Golfs. Wie schon bei den anderen Metallen finden sich die höchsten Bleigehalte im nördlichen Bereich des Golfes. Das Gebiet mit den Höchstwerten dehnt sich auf die östlich gelegene Stadt Kitries bis zur Hafenstadt Kalamata und westlich bis vor die Mündung des Pamissos aus. Vergleichbare Konzentrationen finden sich im südwestlichen Bereich in der Gegend von Koroni. Konzentrationen im Bereich des

geogenen Backgrounds (20 mg/kg) treten nur im südöstlichen Bereich auf in der Gegend Kardamili und Agios Nikolaos. Eine Ausnahme bildet eine Probe direkt in der Stadt Agios-Nikolaos. Die Stadtnähe macht eine zivilisatorische Quelle wahrscheinlich, wie bereits für die andere Metalle festgestellt wurde. Bei diesen Gebieten muß von einem Eintrag an Blei aus verschiedenen Quellen (Kfz-Verkehr, Kohleverbrennung, industrielle Produktion) ausgegangen werden.

Der vertikale Verlauf der Bleikonzentrationen im Sediment (Abb. 70) zeigt in erster Näherung den schon von anderen Schwermetallen bekannten Gang.

Die höchsten Blei - Anreicherungen im Durchschnitt wurden im Kern 7 (37 mg / kg), in unmittelbarer Nähe der Hafenstadt Kalamata gemessen und sind schon aus der Lage des Probeentnahmeortes zu erklären, die niedrigsten dagegen wurden im Kern 1 (17 mg/kg), Kern 3 (17 mg / kg) und Kern 4 (17 mg / kg) ermittelt.

Im Kern 1,2,4, 5 und 6 nehmen die Bleikonzentrationen mit der Tiefe leicht ab, wobei Maxima- und Minimawerte sich abwechseln. Auffallend bei Kern 1 ist, dass im Horizont 121-133 cm ein Maximum auftritt wie auch schon bei den Elementen Cu und Ni. Im Kern 7 ist Blei am stärksten angereichert, wobei die Gehalte von 18-58 mg/kg mit zunehmender Tiefe sehr variieren. Die höchsten Konzentrationen sind in den obersten 16 cm gemessen worden Weitere Maxima treten auch im mittleren und untersten Bereich des Kernes auf. In Kern 3 steigen die Bleikonzentrationen mit zunehmender Tiefe an. Konzentrationen unterhalb des geogenen Backgrounds (20 mg / kg) treten bei fast allen Kernen außer Kern 2 und 7 auf.

Durchschnittlich sind im Oberflächensediment 28,8 mg/kg Blei nachweisbar. In den Sedimentkernen beträgt der Mittelwert 22 mg/kg. Nach dem Tongesteinsstandard von TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961 (20 mg/kg), sind die Bleikonzentrationen im Sediment leicht erhöht. Nach dem Geoakkumulations – Index von Müller (1974) besteht keine Belastung (Klasse 0) des Messiniakos mit Blei.

Im Oberflächensediment besteht zwischen Blei, Kupfer und Zink keine hohe Korrelation, was eine mögliche Cu – Pb - Zn Vererzung im Einzugsgebiet ausschließt (Tab. 30).

Die signifikanten positiven Korrelationen in den Kernproben zu Fe, Zn und Hg sind auf ein ähnliches Sedimentationsverhalten zurückzuführen. Die chemische Assoziation von Blei und Zink wird durch die signifikant positive Korrelation der Gehalte dieses Metalls in den Kernen unterstrichen.

Die Gemeinsamkeiten der räumlichen Verteilung von Blei und der Tonfraktion wird durch die signifikant positive Korrelation bestätigt.

	Fe	Cu	Ni	Cr	Co	Zn	Mn	Cd	Ag	Hg	CaCO ₃	Ton	Silt
Oberf.	0,04	0,2	0,04	-0,03	0,04	-0,03	0,21	-0,11	0,23	-0,04	-0,42	0,46	<u>0,65</u>
Kerne	0,45	0,25	-0,27	0,01	0,19	0,55	0,23	0,21	-0,03	0,48	-0,53	-0,28	0,20

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 30: Korrelationskoeffizienten zwischen Blei und anderen wichtigen Parametern

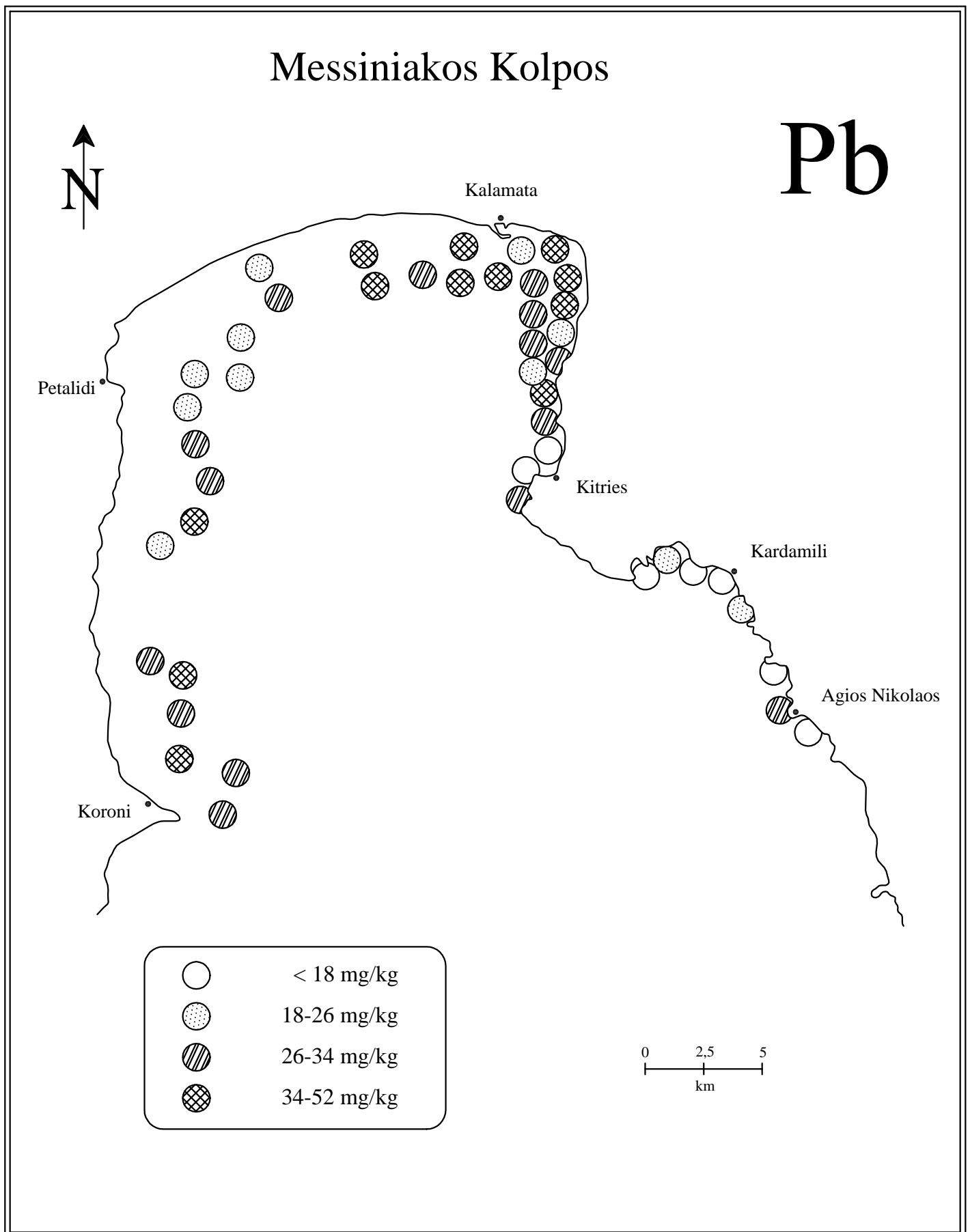


Abbildung 69: Verteilung der Bleigehalte im Oberflächensediment

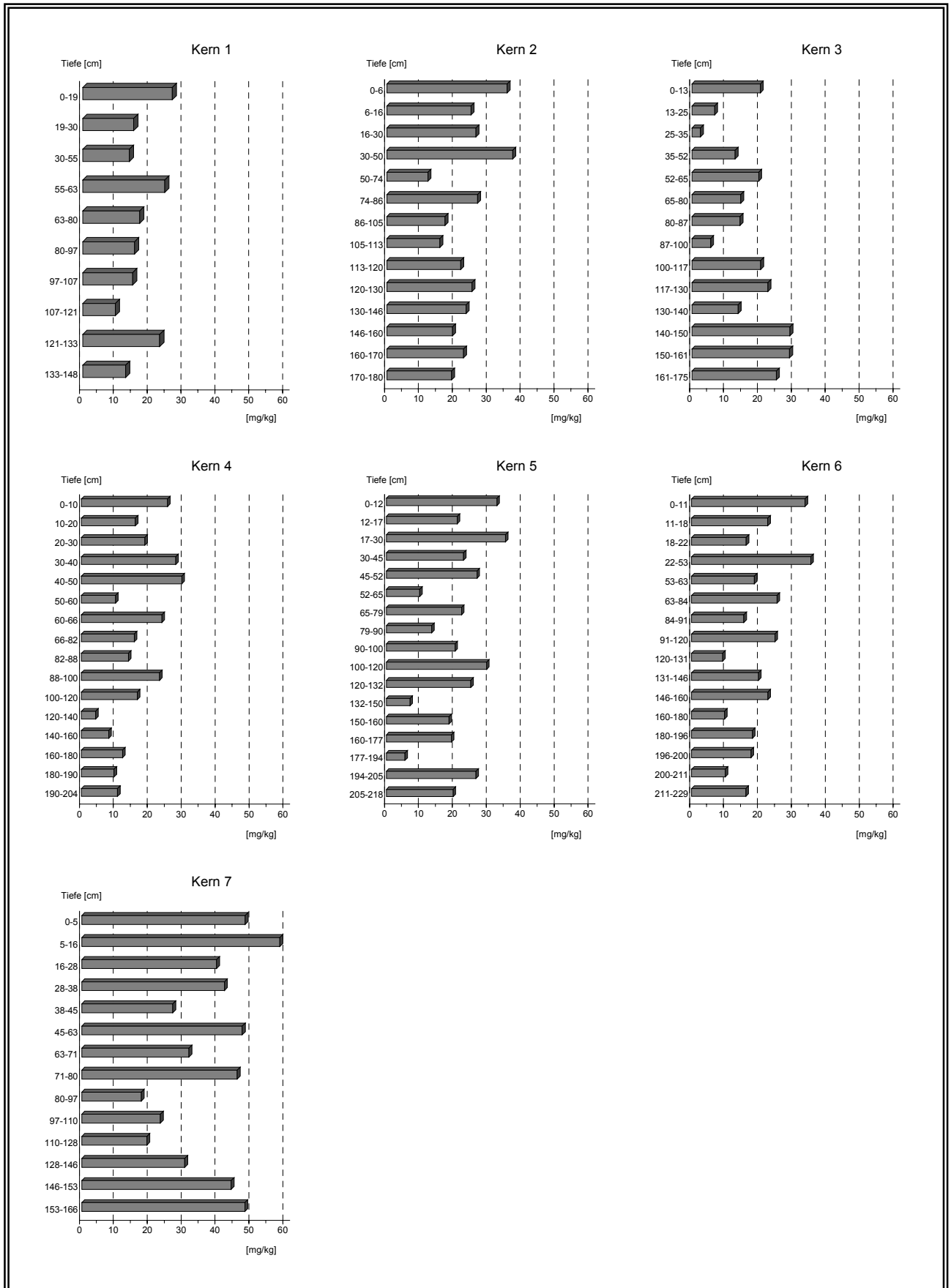


Abbildung 70: Bleigehalten der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.8 Zink (Zn)

Zink steht in der II. Nebengruppe des Periodensystems und hat in seinen Verbindungen die Oxidationszahl zwei. Zink ist ein essentielles Spurenelement, das bei Nutzpflanzen in der ganzen Welt häufig zu ernsthaften Mangelercheinungen führt; insbesondere in tropischen Regionen und auf Böden auf Sandstein und eiszeitlichen Sandablagerungen. Wichtige Zinkminerale sind Zinkblende, Wurtzit (α - β ZnS), die zusammen mit Bleiglanz häufig hydrothermal gebildet werden und Schmithsonit (ZnCO_3). Zn kommt als Spurenelement in vielen Silikaten, Karbonaten und Dolomiten vor. Sein Gehalt in der Kontinentalen Kruste beträgt ca. 70 mg/kg.

In magmatischen Gesteinen variiert der Zinkgehalt von 50 mg/kg in Graniten bis 100 mg/kg in Basalten. Sandsteine und Karbonate enthalten 15-25 mg/kg, Tonsteine 95 mg/kg. Zn kann Fe^{2+} und Mg^{2+} in den Kristallgittern von Vivianit, Glaukonit oder Fe-Oxiden ersetzen. Durch den Abbau von Zn werden Luft, Wasser und Böden mit feinen Abfallpartikeln verschmutzt, die oxidiert werden und Zn^{2+} freisetzen. Die geochemische Vergesellschaftung mit Cadmium hat zur Folge, dass unreine Zinkverbindungen Cadmium enthalten können; die chemische Verwandtschaft bedeutet aber auch, dass der Antagonismus von Zink und Cadmium einige der Auswirkungen der Cadmiumkontamination abschwächen kann. (KABATA-PENDIAS & PENDIES 1984). Zink wird verwendet als Korrosionsschutz von Eisen, als Legierungsbestandteil (Messing), in der Reifen- und Farbenherstellung, in der pharmazeutischen Industrie und in der Zink – Kohle - Batterie Herstellung.

Zink wird in die Atmosphäre emittiert durch die Kohleverbrennung sowie durch Müll- und Schlammverbrennung. Eine weitere Quelle ist galvanisierter Stahl, der sich – z.B. zu Drahtzäunen verarbeitet- allmählich durch Korosion löst und auf den darunterliegenden Boden tropft.

In den Oberflächenproben wurden im Mittel 140,2 mg/kg Zink nachgewiesen. Die laterale inhomogene Verteilung der Zinkkonzentratione (Abb. 71) zeigt höhere Gehalte im süd- östlichen Teil sowie im nördlichen Golfabschnitt. Die höchsten Zinkwerte in den Oberflächensedimenten überhaupt wurden in Probe 2 (725 mg/kg) und Probe 3 (222 mg/kg) im Gebiet von Agios Nikolaos ermittelt. Für die hohen Zinkgehalte in diesem Gebiet kann neben einem anthropogenen Eintrag der Kalk der Gavroro–Tripolitsa-Zone als Zinkquelle vermutet werden. Nach KITANO et al. (1968) wird das Verhalten des hydratisierten Zn^{2+} in der wässrigen Phase durch die Konzentration von Fe^{2+} , Mn^{2+} und Corg. bestimmt. Es ist anzunehmen, dass durch die Ab-

nahme von Fe, Mn und Corg. und den hohen Karbonatgehalt in diesen Proben ein Teil des Zinks durch Karbonate aufgenommen wird. Die im westlich von Hafengebiet der Stadt Kalamata hohen Zinkwerte der Proben 25 und 26 (218,3 bzw. 216,8 mg /kg) resultieren aus industriellen und kommunalen Einleitungen der Stadt. Ein Bereich mit niedrigeren Werten dehnt sich auf den westlichen Teil des Golfs entnommenen Proben. An einigen Probenpunkten liegen die Werte unter 120 mg /kg; in drei Fällen wurde sogar der Backgroundwert von 95 mg /kg unterschritten.

Der Mittelwert aller Kernproben beträgt 101 mg /kg und ist somit niedriger als das der Oberflächenproben. Dieses Konzentrationsgefälle ist vielleicht auf einen Verdünnungseffekt zurückzuführen, durch den die belastete Schwebfracht zunehmend mit geringer belastetem Material vermischt wird.

Die höchsten Zinkgehalte (125 mg / kg) wurden im Kern 7 gemessen. Im gesamten Profil liegen die Konzentrationen auf uneinheitlichem Niveau. Diese unregelmäßige Verteilung in den einzelnen Profilabschnitten variiert zwischen 107 und 154 mg / kg. Die maximale Konzentration in diesem Kern wird durch seine Position (unmittelbar aus dem Hauptbelastungsgebiet der Stadt Kalamata) bestimmt.

Die niedrigsten Zn - Anreicherungen wurden in Kern 2 und 4 ermittelt (93 bzw. 94 mg/kg). Zieht man den Vergleich zu dem Background - Wert von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961), der 95 mg / kg für Zn angibt, so liegen die Werte unterhalb der natürlichen Gehalte. Im Kern 4 ist Zn in den obersten 10 cm am stärksten angereichert und nimmt mit der Tiefe leicht ab. Im Kern 2 variieren die Zn - Gehalte zwischen (77 und 104 mg/kg). Der geringe Konzentrationsabfall zur Tiefe hin wird durch ein Zwischenmaximum in 120 cm Tiefe unterbrochen. Die Schwermetallanreicherung in den obersten Schichten dieser Profile ist offenbar bedingt durch den zunehmenden Belastungsgrad der Schwebstoffe, die durch Sedimentation die obersten Horizonte bilden. Die Tiefenverteilung der Zn-Gehalte in Kern 1 ist sehr homogen und gleicht darin Kern 3. Die geringeren Variationen resultieren aus dem homogenen Profilaufbau. Die Zn - Konzentrationen bleiben über das gesamte Profil nahezu konstant. Einen leichten Konzentrationsabfall mit zunehmender Tiefe zeigen auch die Kerne 5 und 6. Die Zn - Werte liegen zwischen 81 und 115 mg / kg bzw. 88 und 150 mg / kg. In Profil 5 ist Zn auch in den obersten 12 cm angereichert. Die Tiefenverteilung zeigt einen unruhigen Verlauf, wobei sich Minima und Maxima abwechseln. Auffällig im Kern 6 ist, ein Zwischenmaximum in der Tiefe von 91 cm zu beobachten; hier wurde die maximale Konzentration (150 mg / kg) gemessen.

Die enge mineralogische Assoziation von Cadmium und Zink wird in der ähnlichen räumlichen Verteilung sichtbar. (Abb. 73)

Nach dem Tongesteinsstandard von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) (95 mg / kg) sind die Zinkkonzentrationen sowohl im Oberflächensediment (140,2 mg / kg) als auch in den Kernabschnitten leicht erhöht. Bei der Bewertung der Sedimentqualität nach den Igeo – Klassen weisen die Sedimente des Untersuchungsgebietes praktisch keine Zinkbelastung auf und sind in der Klasse 0 einzustufen.

Die positive schwache Korrelation zwischen Zink und Cadmium (Tab. 31) liegt vermutlich in dem gemeinsamen Vorkommen der beiden Metalle. Wurzit (β -ZnS) kann Cadmium bis zu einem Verhältnis von Zn : Cd von 1: 1 aufnehmen. Die Zinkblende, die bei tiefen Temperaturen gebildet wird, kann Cadmium bis zu 2 % enthalten. Die Cadmiumgehalte sind jedoch sehr gering und sie können bereits durch schwache anthropogene Cadmiumquellen verdeckt werden

Die höchst signifikante positive Korrelation zu Quecksilber ist auf Sulfiderze zurückzuführen.

Die signifikanten bis hoch signifikanten positiven Korrelationen in den Kernproben zu Hg, Pb, Cu und Eisen sind auf ein ähnliches Sedimentationsverhalten zurückzuführen.

	Fe	Cu	Pb	Ni	Cr	Co	Mn	Cd	Ag	Hg	Sand
Oberf.	-0,10	-0,03	-0,02	-0,03	0,05	-0,18	-0,12	0,20	0,07	0,80	<u>0,39</u>
Kerne	0,64	0,48	0,55	-0,14	<u>0,36</u>	<u>0,35</u>	0,15	<u>0,34</u>	-0,07	0,41	0,27

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab.31: Korrelationskoeffizienten zwischen Zink und anderen wichtigen Parametern

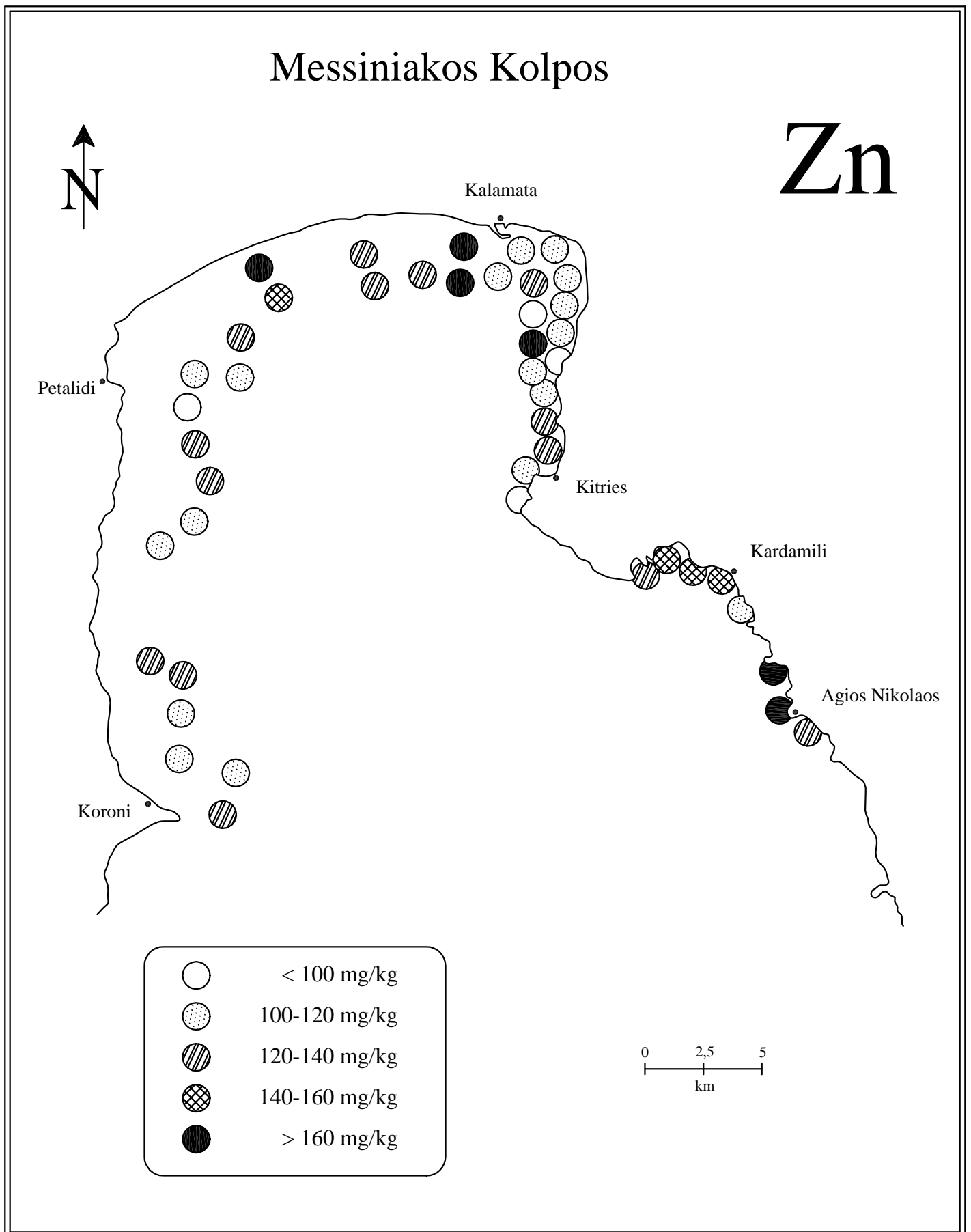


Abbildung 71: Verteilung der Zinkgehalte im Oberflächensediment

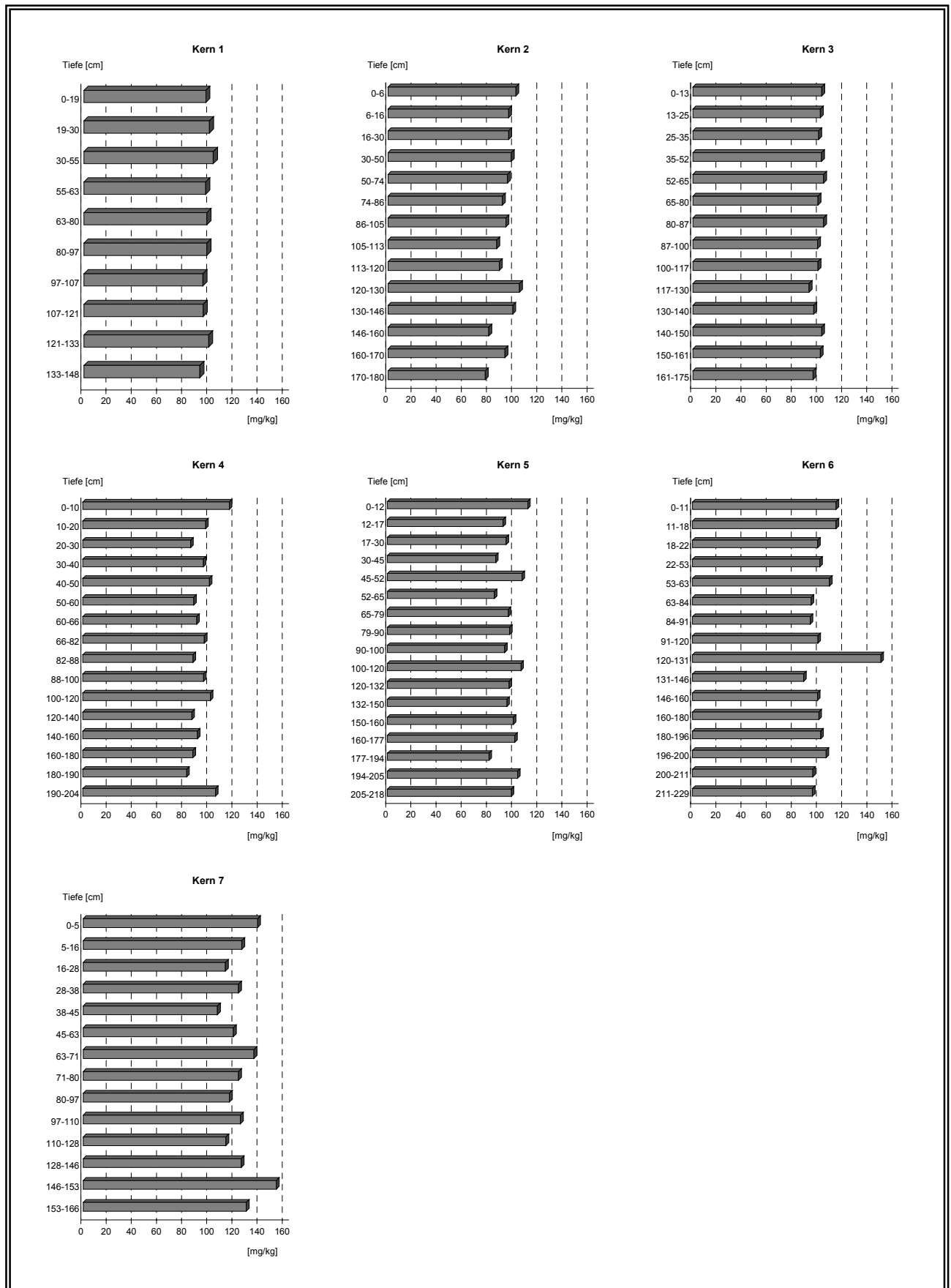


Abbildung 72: Zinkgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.9 Cadmium (Cd)

Cadmium steht in der II. Nebengruppe des Periodensystems und tritt in seinen Verbindungen zweiwertig auf. Cadmiumminerale sind Cadmiumblende (CdS), die sich unter oxidierenden Bedingungen bei der Verwitterung Cadmiumreicher Zinkblende bildet und Otavit (CdCO_3).

Als chalcophiles Element hat Cadmium eine starke Affinität zu Schwefel und wird vor allem in hydrothermalen Sulfiden angereichert. Die höchsten Anreicherungen treten in Zink- und Bleizinkerzen auf. Durch die Substitution von Zink durch Cadmium enthalten Zinkminerale Cadmiumgehalte, die zwischen 0,1 % und 5 % variieren .

So kann in Wurtzit ($\beta\text{-ZnS}$) Zink bis zur Hälfte durch Cadmium ersetzt sein, Smithsonit (ZnCO_3) kann bis zu 3 % Cd enthalten.

(LEE & KITTRICK, 1984) haben durch Untersuchungen von anoxischen marinen Sedimenten nachgewiesen, dass 89 % des Cadmiums in Verbindungen mit S und 72 % in Verbindungen mit Zink vorliegen.

Cadmium ist für Lebewesen schon in sehr geringen Konzentrationen toxisch (kanzerogen) und gehört neben Zink zu den mobilen, leicht verlagerbaren und verfügbaren Schwermetallen. Die Instabilität von Cd - Komplexen führt zu einer großen Mobilität und somit zu einer hohen Bioverfügbarkeit von Cadmium.

Der mittlere Cd - Gehalt der Erdkruste beträgt 0,18 mg / kg. Von den Gesteinen weisen Sandsteine den niedrigsten Cd - Gehalt auf mit 0,05 mg / kg. In Kalksteinen finden sich die höchsten Cd - Gehalte mit 0,16 mg / kg (WEDEPOHL, 1980).

Cadmium wird verwendet in der Galvanikindustrie bei der Produktion von Ni - Cd Akkumulatoren, als Stabilisator in der PVC - Herstellung, zur Darstellung von Farbpigmenten und als Moderator in Kernreaktoren. Die wichtigsten Cd-Quellen stellen Luftverunreinigungen, Phosphatdünger, Klärschlamm und der Kfz-Verkehr (Reifenabrieb und Dieselölverbrennungsrückstände) dar.

Die laterale Verteilung der Cadmiumgehalte ist auf Abbildung 73 dargestellt. Es zeigt sich, dass die Cadmiumverteilung inhomogen ist.

Durchschnittlich sind im Oberflächensediment 0,03 mg / kg nachweisbar. Im ganzen Arbeitsgebiet dominieren Werte mit einer Konzentration bis 0,03 mg / kg. Werte in Höhe des Backgrounds (0,3 mg / kg) treten an keinem der untersuchten Probenpunkten auf. Proben mit Cd - Konzentrationen von 0,05 mg/kg befinden sich in der Osthälfte des Golfs. Ein allgemein geordnetes Verteilungsmuster ist nicht gegeben.

In den Kernabschnitten sind im Mittel 0,11mg / kg Cadmium enthalten. Der vertikale Verlauf der Cadmiumkonzentrationen (Abb. 74) ist inhomogen. Die höchsten im Durchschnitt Cadmium – Anreicherungen (0,17mg/kg) wurden im Kern 7 gemessen, die niedrigsten (0,06mg/kg) im Kern 1 mit einem stufenweisen Anstieg der Werte zur Tiefe hin. Einen leichten Konzentrationsanstieg mit zunehmender Tiefe zeigt der vertikale Verlauf der Cadmiumgehalte im Kern 3, wobei im untersten Bereich des Kerns der maximale Wert von 0,26 mg/kg zu verzeichnen ist.

Die Tiefenverteilung der Kerne 5 und 6 ist relativ einheitlich; im Kern 6 variieren die Konzentrationen nur wenig (0,13-0,19 mg/kg). An der Basis der Kerne ist der Cadmiumgehalt verringert.

Die Cadmiumkonzentrationen im Kern 2 und 4 nehmen leicht mit der Tiefe hin zu, wobei einzelne Maxima-Werte zu erkennen sind.

Im Vergleich mit dem Backgroundwert von 0,3 mg/kg, zeigt das Sediment des Messiniakos keine Belastung. Nach dem Geoakkumulations – Index von MÜLLER (1979) liegen die Cd– Gehalte in der Klasse 0, die die Sedimente als praktisch unbelastet einstuft.

Cadmium kann durch Diffusion in das Gitter von Eisen- und Manganoxiden kommen. Eingeschränkt ist auch ein Einbau in Tonminerale möglich (GERTH, 1985). Für die Sedimente des Golfs trifft dies nicht zu. Bei keiner Korrelationsanalyse (Tab. 32) kann ein Zusammenhang zu den Eisen- und Mangangehalten nachgewiesen werden. Eine Verknüpfung mit den Nährstoffen wurde ebenfalls nicht nachgewiesen.

Für Cadmium ergeben sich keine signifikanten Korrelationen zu den anderen Schwermetallen und den übrigen Parametern.

	Fe	Cu	Pb	Ni	Cr	Mn	Co	Zn	Ag	Hg
Oberf.	-0,29	0,08	-0,10	-0,08	0,21	-0,27	-0,08	0,20	-0,06	0,04
Kerne	0,08	0,08	0,21	-0,16	0,22	-0,04	-0,02	0,34	-0,09	0,30

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 32: Korrelationskoeffizienten zwischen Cadmium und anderen wichtigen Parametern

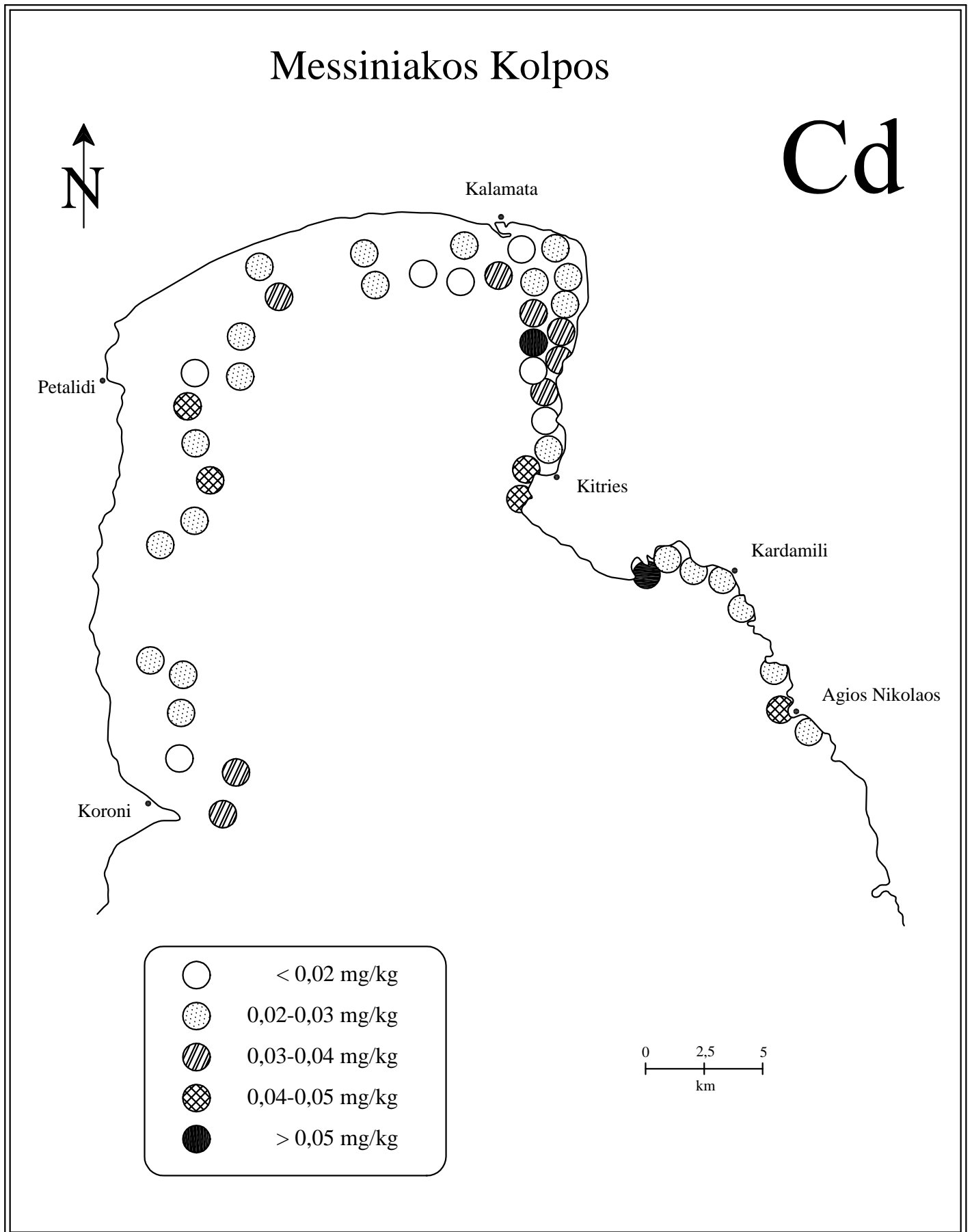


Abbildung 73: Verteilung der Cadmiumgehalte im Oberflächensediment

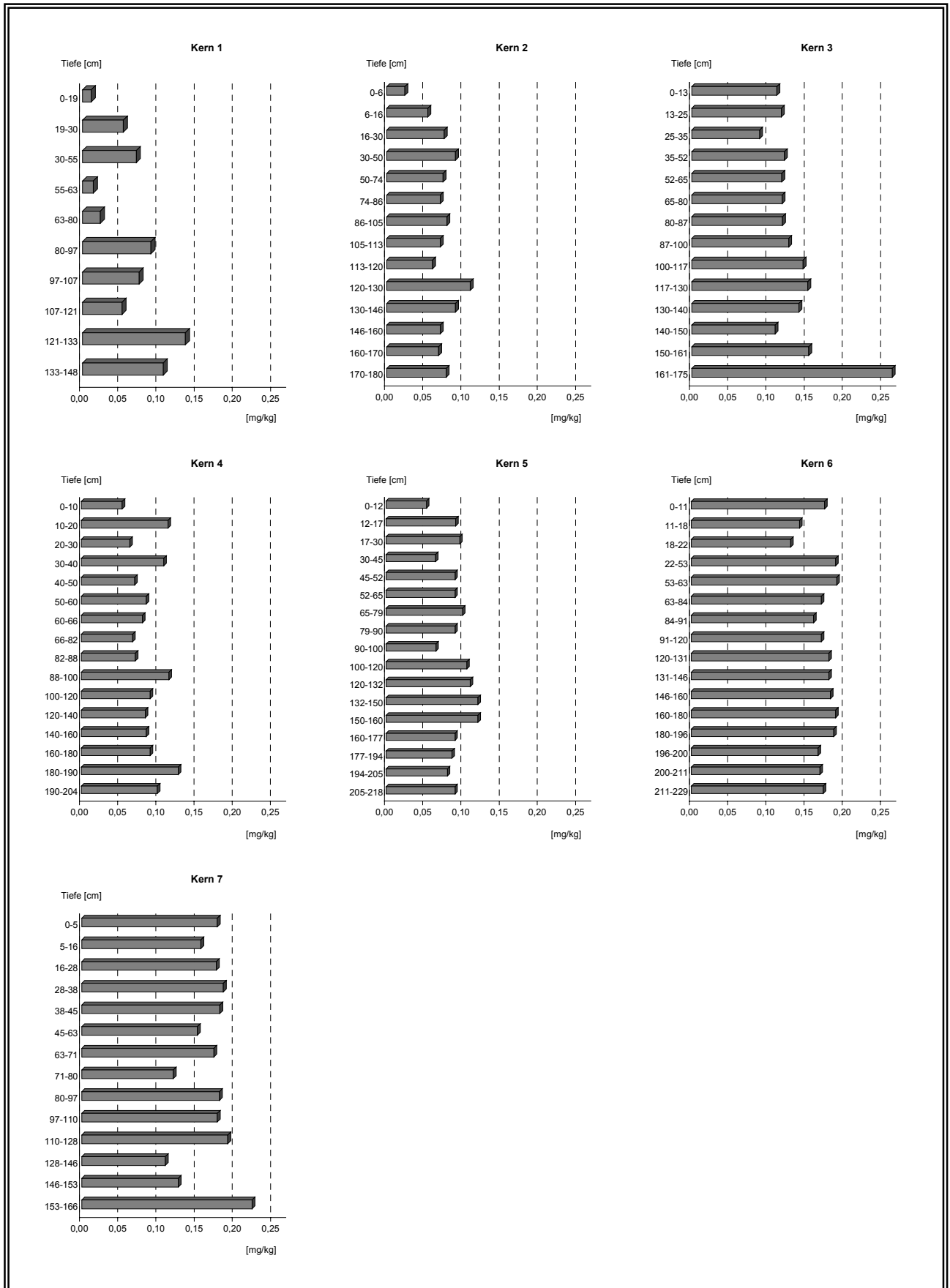


Abbildung 74: Cadmiumgehalt der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.10 Quecksilber (Hg)

Quecksilber steht in der II. Nebengruppe des Periodensystems. Gediegen Quecksilber ist das einzige bei gewöhnlicher Temperatur flüssige Metall. Bei $-38,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ geht es unter Atmosphärendruck in den kristallisierten Zustand über. Gediegen Quecksilber kommt in kleinen Tropfen in der Verwitterungszone von Zinnerlagerstätten (Zinnober HgS) vor. Der Zinnober scheidet sich ab aus epithermalen Lösungen als Imprägnation in tektonisch beanspruchten Nebengesteinen (MATTHES, 1983).

Der Cinnabarit (β - HgS) ist das wichtigste Quecksilbermineral, der 86 % Hg enthält. Der mittlere Hg – Gehalt der Erdkruste beträgt 0,08 mg/kg. Tonschiefer enthalten bis $>0,4\text{ mg Hg / kg}$; in nicht oder wenig belasteten Böden und Sedimenten sind 0,02 – 0,5, meistens $<0,1\text{ mg Hg / kg}$ vorhanden (SCHEFFER & SCHACHTSCABEL, 1989).

Der mittlere geogene Quecksilbergehalt europäischer Böden beträgt 0,04 mg/kg. Von großer Bedeutung ist der hohe Dampfdruck des elementaren Quecksilbers, der bei relativ niedrigen Temperaturen eine Freisetzung in die Atmosphäre ermöglicht. (GMELIN, 1960). Die organische Substanz bindet Hg in einer immobilen Form, in der es vor Verdampfung, Auswaschung und Aufnahme durch die Pflanzen geschützt ist. Auch toxische Wirkungen des Hg werden durch hohe Gehalte an organischer Substanz verhindert. In Böden und vor allem in fluvialen und marinen Sedimenten kann eine mikrobielle Methylierung von Hg – Ionen erfolgen, wobei sich stark toxisches wasserlösliches Monomethylquecksilber (CH_3Hg^+) bildet, das weniger stark adsorbiert wird als anorganische Hg – Verbindungen. Damit kann Methylquecksilber in die aquatische Nahrungskette gelangen und von den niederen zu den höheren Organismen angereichert werden, so dass bei den Endgliedern – unter anderen beim Menschen – toxische Wirkungen ausgelöst werden können.

Global werden pro Jahr zwischen 40.000 und 50.000 t Hg in die Umwelt aus Verwitterungsprozessen, vulkanischen Exhalationen und aus dem Meerwasser emittiert. Quecksilber findet Verwendung in der Chloralkalielektrolyse, der Herstellung von Batterien, Katalysatoren und Farbpigmenten (MERIAN, 1984). Auf landwirtschaftlich genutzten Böden kommt es durch Verwendung quecksilberhaltiger Fungizide und die Aufbringung von Klärschlämmen zur Anreicherung von Quecksilber.

Die Quecksilbergehalte des Oberflächensediments in Messiniakos liegen im Mittel bei 0,03 mg / kg. Auf Abbildung 75 ist die laterale Verteilung der Quecksilberkonzentrationen dargestellt. Die Osthälfte weist im Gegensatz zu den anderen Metallen hö-

here Hg - Konzentrationen auf als der westliche Messiniakos. Es ist nicht auszuschließen, dass die Hg - Ablagerung milieuhabhängig ist. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets sind 2 Proben, die leicht erhöhte Konzentrationen aufweisen, sowie eine Probe im Südwestlichen Bereich. Über die Hälfte der Proben zeigen Konzentrationen zwischen (0,02-0,03 mg / kg). Alle Proben im Oberflächensediment zeigen Konzentrationen weit unterhalb des Backgrounds (0,4 mg / kg). In allen Kernabschnitten werden im Durchschnitt (0,07 mg / kg) ermittelt.

Die vertikale Verteilung der Hg - Gehalte (Abb. 76) der Sedimente des Messiniakos ist ausgesprochen heterogen. Ein rascher Wechsel zwischen Minima- und Maximawerten entlang der Profile ist zu beobachten. Die höchsten Hg - Anreicherungen (0,13 mg / kg) werden im Kern 7 ermittelt wie bei den anderen Metallen, wobei der höchste Analysenwert (0,27 mg/kg) in der obersten Probe gemessen wurde. Kern 7 ist der einzige bei dem die höchsten Hg - Konzentrationen im obersten Teil des Profils ermittelt wurden und belegen somit den anthropogenen Quecksilber-Eintrag.

Eine deutliche Hg - Konzentrationszunahme mit zunehmender Tiefe zeigt Kern 6. In Kern 1 zeigen sich ähnliche Tendenzen mit Ausnahme eines zwischenmaximums (0,15 mg / kg) im mittleren Teil des Kerns. Kern 2 zeigt eine kontinuierliche Konzentrationszunahme von 0 bis 74 cm bis auf einen Wert von 0,13 mg / mg. Im weiteren Verlauf des Profils zeichnet sich eine allmähliche Abnahme der Hg - Gehalte; dabei kommt es zu mehreren Wechseln zwischen Absinken und Ansteigen des Hg-Gehaltes. Beim Kern 3 ist Auffällig, dass der höchste Analysenwert (0,26 mg / kg) im untersten Bereich des Profils ermittelt wurde. Kern 4 und 5 sind sehr inhomogen mit sehr breiten Variationsbereichen; rasche Änderungen der Hg - Konzentrationen sind zu verzeichnen.

Im Vergleich mit dem Tongesteinsstandard nach (TUREKIAN & WEDEPOHL von 0,4 mg/kg), zeigt sowohl das Oberflächensediment als auch das Sediment der Kerne keine Belastung. Nach dem Geoakkumulations - Index von Müller (1979) liegen die Hg - Gehalte in der Klasse 0, die die Sedimente als praktisch unbelastet einstuft.

Bei den Quecksilberkonzentrationen ergibt sich zu Zink eine hochsignifikant positive Korrelation für die Oberflächenproben (Tab. 33). Eine schwach positive Korrelation besteht auch zum Sand. Es besteht keine Beziehung zu den Nährstoffelementen, den Karbonatgehalt oder den anderen Metallen. Die Kernproben weisen signifikante positive Beziehungen zu Zink und Blei auf.

Die positive hoch-signifikante Korrelation zwischen Quecksilber und Zink läßt eine enge Beziehung zu Sulfiden vermuten.

	Fe	Cu	Pb	Ni	Cr	Co	Mn	Zn	Cd	Ag	Sand
Oberf.	-0,20	-0,04	0,04	-0,15	0,02	<u>-0,25</u>	-0,12	<u>0,80</u>	0,04	0,09	<u>0,31</u>
Kerne	0,21	0,19	0,47	-0,14	-0,15	0,06	-0,02	0,41	0,38	0,06	0,13

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 33: Korrelationskoeffizienten zwischen Quecksilber und anderen wichtigen Parametern

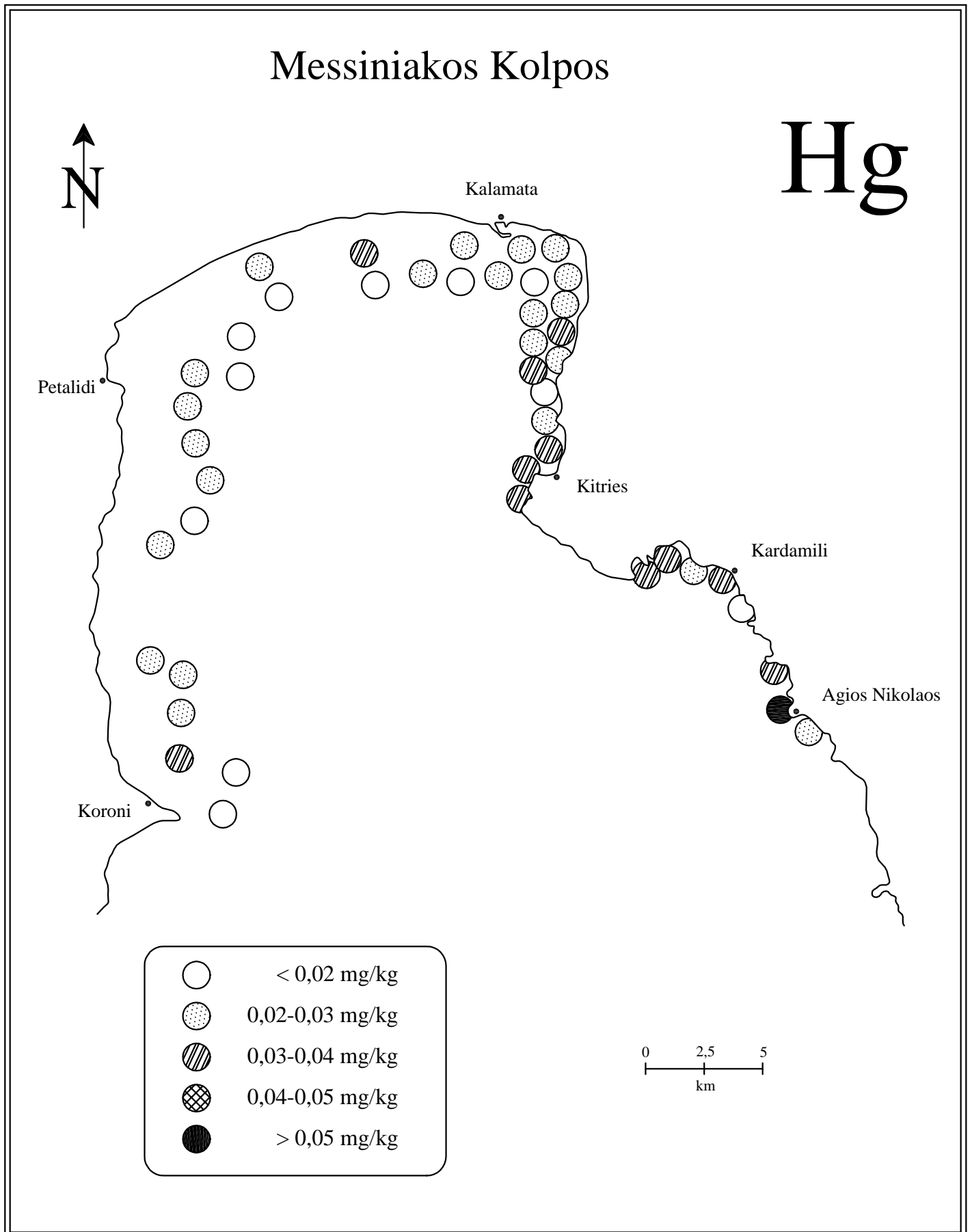


Abbildung 75: Verteilung der Quecksilbergehalte im Oberflächensediment

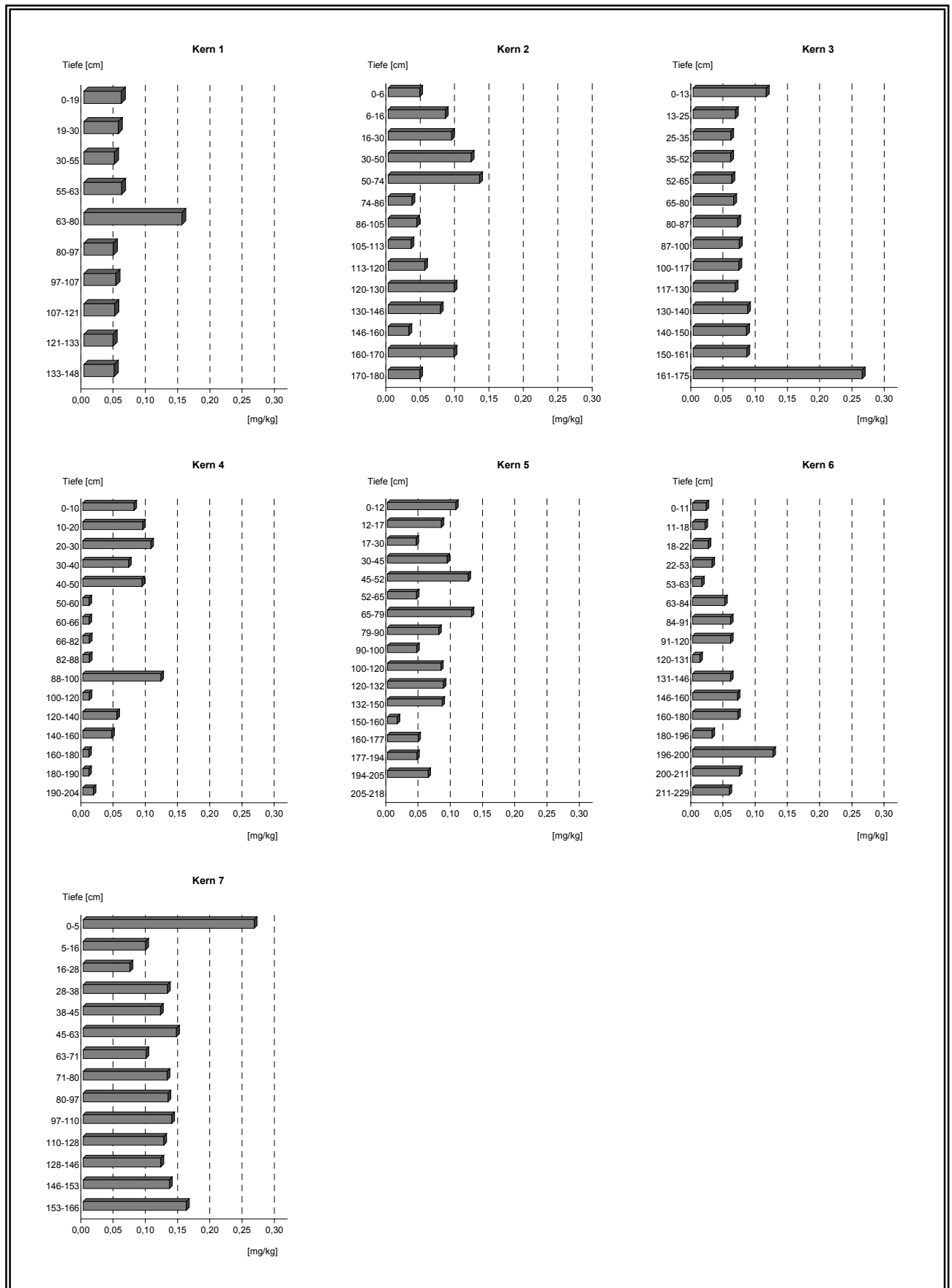


Abbildung 76: Quecksilbergehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.3.11 Silber (Ag)

Silber steht in der erste Nebengruppe des Periodensystems und ist als Metall seit dem Altertum bekannt (argentum). Das Silber-Ion (Ag^+) bildet besonders viele schwerlösliche Salze, welche sehr häufig zum Nachweis von Anionen dienen. Von den Silberhalogeniden ist nur AgF typisch salzartig und leichtlöslich. AgF, AgBr und AgI sind alle im Wasser schwerlöslich. Das wichtigste Salz ist Silbernitrat AgNO_3 (Höllenstein), es wirkt stark ätzend.

Silber bildet sich hydrothermal in Ag - reichen Sulfidlagerstätten, in der Zementationszone Ag - führender Sulfidlagerstätten als Ausfällung aus Verwitterungslösungen und sedimentär bzw. diagenetisch meist fein verteilt aber auch als Zement oder in Blechen in Cu - haltigen Sandsteinen, in sapropelitischen Cu - Erzen und gelegentlich in Seifen. Wichtiges Mineral ist der Silberglanz (Argentit und Akanthit), Ag_2S .

Silber findet Verwendung in der Photographie, als Münzmetall, Schmuckmetall, Geräteherstellung, Oberflächenvergütung, Spiegel, Medizin und in der Elektrotechnik.

Die Silbergehalte des Oberflächensediments in Messiniakos liegen im Mittel bei 0,15 mg / kg. In den Kernabschnitten werden im Durchschnitt 0,15 mg /kg erreicht.

Betrachtet man die räumliche Verteilung der Silberkonzentrationen (Abbildung 77), so zeigt sich, dass leicht erhöhte Gehalte im östlichen und nördlichen Teil des Golfs auftreten. 2/3 der Proben weisen Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze (0,02 mg/kg) auf.

Die Silberkonzentrationen der Kerne sind auf Abbildung 78 dargestellt. Auch hier weisen 2/3 der Proben Konzentrationen unterhalb der Nachweisgrenze (0,02 mg/kg) auf.

Silber zeigt eine inhomogene Tiefenzonierung, die zu keinem anderen Element eine Ähnlichkeit aufweist. Die maximalen Silbergehalte wurden im Kern 4 (0,22 mg/kg) ermittelt. Hier zeichnen sich 2 Maxima in 10m (1,10mg/kg) und 100m (1,20mg/kg) Sedimenttiefe ab. Bei Kern 6 und 7 überschreiten nur 4 bzw. 2 Proben die Nachweisgrenze. Bei diesen Kerne wurden die niedrigsten im Durchschnitt Silberkonzentrationen gemessen. Die übrigen Kerne werden auch durch den uneinheitlichen Verteilungstrend gekennzeichnet.

Nach dem Tongesteinsstandard von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) (0,07mg/kg) sind die Silberkonzentrationen sowohl im Oberflächensediment (0,15 mg/kg) als auch in den Kernen (0,15 mg/kg) leicht erhöht. Bei der Bewertung der Sedimentqualität

nach den Igeo – Klassen weisen die Sedimente des Untersuchungsgebietes praktisch keine Silberbelastung auf und sind in der Klasse 0 einzustufen.

Die Beziehungen von Silber zu den anderen Metallen sind insgesamt nicht signifikant.

Bei manchen zeigt Silber jedoch positive Beziehungen.

	Fe	Cu	Pb	Ni	Cr	Co	Mn	Zn	Cd	Hg
Oberf.	0,05	-0,03	0,30	-0,07	-0,12	-0,07	0,04	0,07	-0,06	0,10
Kerne	-0,07	0,13	-0,03	0,05	-0,17	0,04	0,01	-0,07	-0,09	0,06

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 34: Korrelationskoeffizienten zwischen Silber und anderen wichtigen Parametern

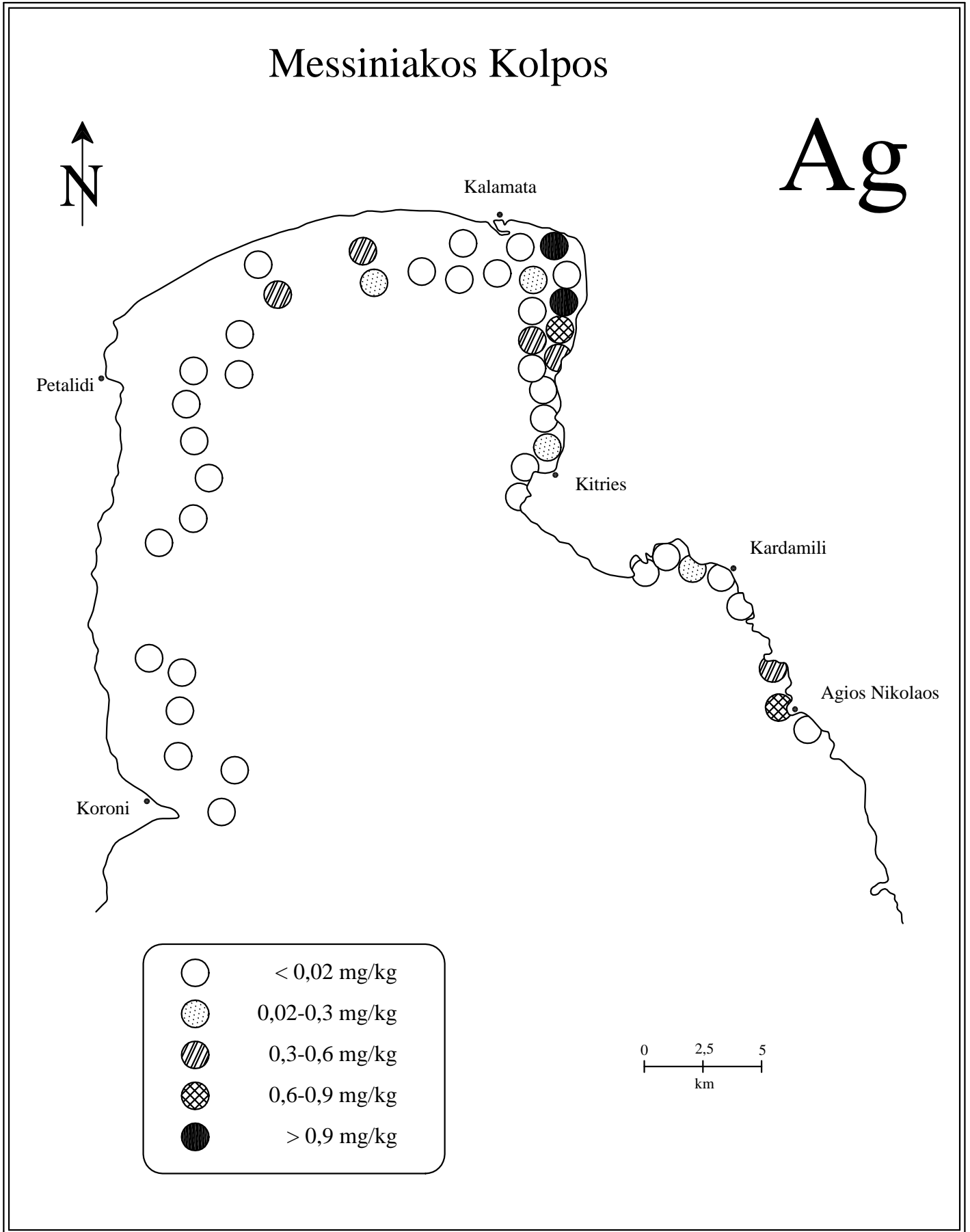


Abbildung 77: Verteilung der Silbergehalte im Oberflächensediment

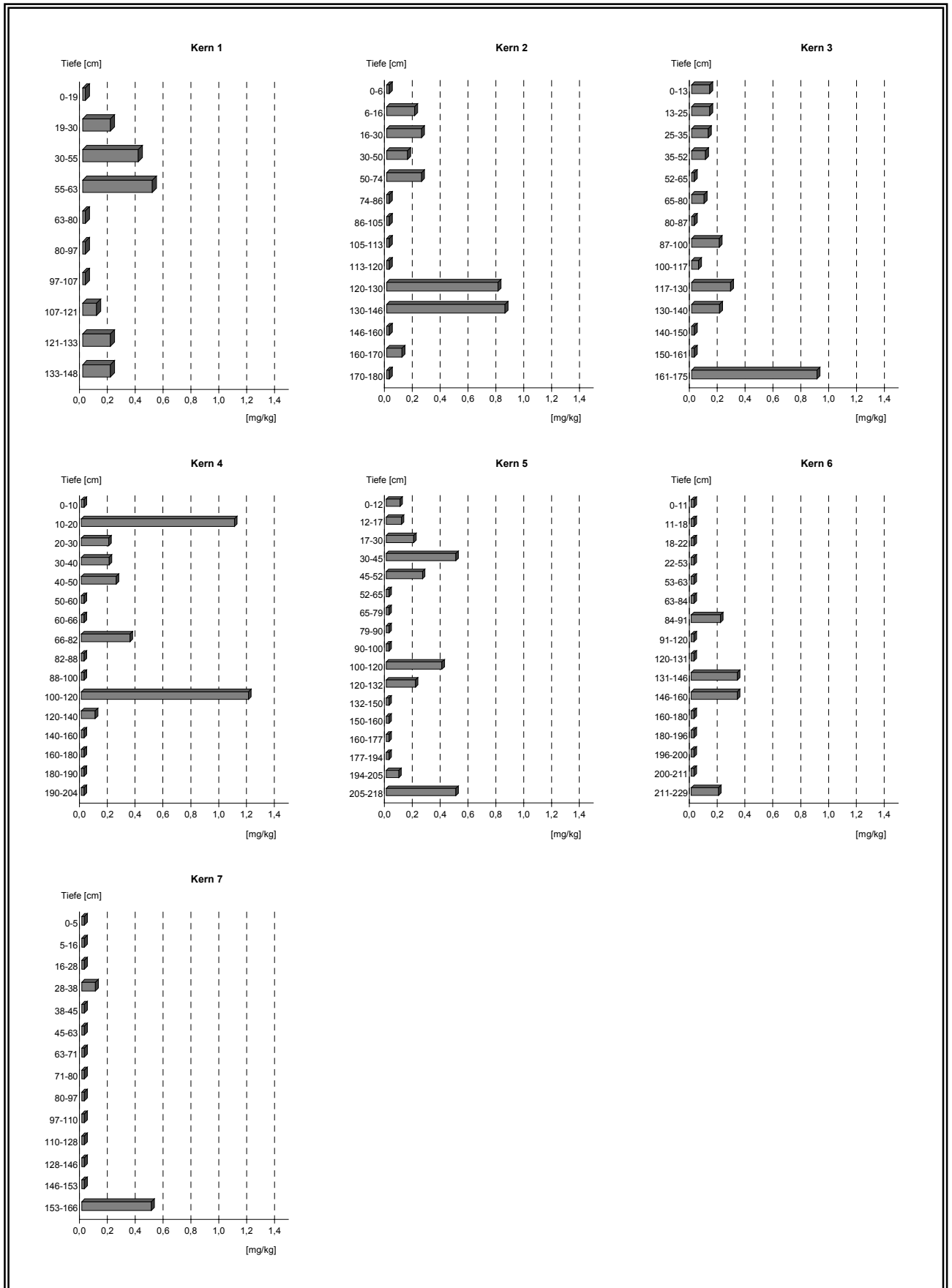


Abbildung 78: Silbergehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.4 Vergleichende Betrachtung

Um mögliche Beziehungen zwischen den Schwermetallen untereinander und mit den Nährstoffen aufzeigen zu können, wurde der Pearsonsche Korrelationskoeffizient r berechnet (BRONTSTEIN & SEMENDSASEW, 1980). Die Analyse erfolgte in der $<20 \mu\text{m}$ -Fraktion, um die auf Schwermetalle wirkenden Korngrößeneffekte auszuschließen.

$$r = \frac{n(\sum xy) - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[n\sum x^2 - (\sum x)^2][n\sum y^2 - (\sum y)^2]}}$$

	Fe	Cu	Cd	Pb	Ni	Mn	Ag	Hg	Cr	Co
Zn	-0,08	-0,03	0,2	-0,03	-0,03	-0,14	0,07	<u>0,80</u>	0,05	-0,20
Fe		0,30	-0,30	0,04	0,50	0,54	0,05	-0,18	-0,05	0,53
Cu			-0,09	0,20	0,45	0,58	-0,02	-0,04	<u>0,64</u>	0,47
Cd				-0,11	-0,08	-0,19	-0,06	0,04	0,22	-0,08
Pb					0,04	0,14	0,30	-0,04	-0,03	0,04
Ni						<u>0,90</u>	-0,07	-0,15	0,42	<u>0,90</u>
Mn							-0,06	-0,22	0,42	<u>0,90</u>
Ag								0,10	-0,12	-0,07
Hg									0,02	-0,25
Cr										0,46

Tabelle 35: Korrelationskoeffizienten nach Pearson in der Fraktion $<20\mu\text{m}$ ($n = 45$)

höchst signifikant $p = 0,001$, **signifikant** $p = 0,01$, **schwach-signifikant** $p = 0,05$

Bewertung von r :

0,0 – 0,2	sehr geringe Korrelation
0,2 – 0,5	geringe Korrelation
0,5 – 0,7	mittlere Korrelation
0,7 – 0,9	hohe Korrelation
0,9 – 1,0	sehr hohe Korrelation

Der Tongesteinsstandard (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) wird vom Element Chrom um ein Mehrfaches überschritten und muss somit als "mäßig belastet" eingestuft werden.

Die Elemente Nickel, Blei, Zink, Kupfer und Kobalt weisen gegenüber dem Background leicht erhöhte Werte auf. Die Korrelationsanalyse ergab hohe bis mittlere positive Korrelationen zwischen diesen Elementen. In sehr enger Beziehung stehen die Elemente Nickel und Kobalt ($r = 0,90$) und Chrom und Kupfer ($r = 0,64$) welche untereinander hochsignifikant positiv korrelieren. Die Korrelation zwischen Nickel und Chrom ($r = 0,42$) ist positiv signifikant.

Die beiden Punkte, die in den XY – Darstellungen (Abb. 79, 81) deutlich herausfallen, stammen von den Probenahmepunkten 30, 31 aus dem Mündungsbereich des Pamissos und weisen die höchsten Nickel- und Chromgehalte im Oberflächensediment auf. Gleichzeitig wurden hier der Minimalwert für Corg. sowie das niedrigste C / N-Verhältnis und der höchste Fe-Anteil im Oberflächensediment ermittelt. Die erhöhten Metallgehalte dieser Proben haben wahrscheinlich eine Beziehung mit der Zusammensetzung der organischen Substanz und den Eisen-Hydroxiden durch verschiedenen Bindungen. Diese Ausreißer sind auf anthropogenen Eintrag oder Ausgangsgesteine zurückzuführen.

Positiv signifikant korrelieren auch die Elemente Kupfer und Nickel ($r = 0,45$), Kupfer und Kobalt ($r = 0,47$) sowie Nickel und Chrom ($r = 0,42$) und Kobalt und Chrom ($r = 0,46$).

Nur die Elemente Zink und Blei zeigen keine Beziehung untereinander und zu den übrigen Metallen.

Zwischen den Elementen Zink und Blei und den konservativen Elementen Fe und Co bestehen keine Korrelationen. Dies kann als ein weiterer Hinweis auf eine anthropogene Beeinflussung dieser Elemente gedeutet werden.

Kobalt weist eine hoch signifikante ($r = 0,86$) bzw. signifikante ($r = 0,53$) Korrelation zu Mangan und Eisen auf. Diese Relationen sind auf den Einfluß der basischen Gesteine im Einzugsgebiet zurückzuführen.

Das Element Mangan korreliert hoch signifikant mit Kobalt ($r = 0,86$) und Nickel ($r = 0,83$), sowie signifikant mit Chrom ($r = 0,40$), Eisen ($r = 0,52$), und Kupfer ($r = 0,55$). Alle Elemente zeigen außerdem eine negative Korrelation mit organischem Kohlenstoff.

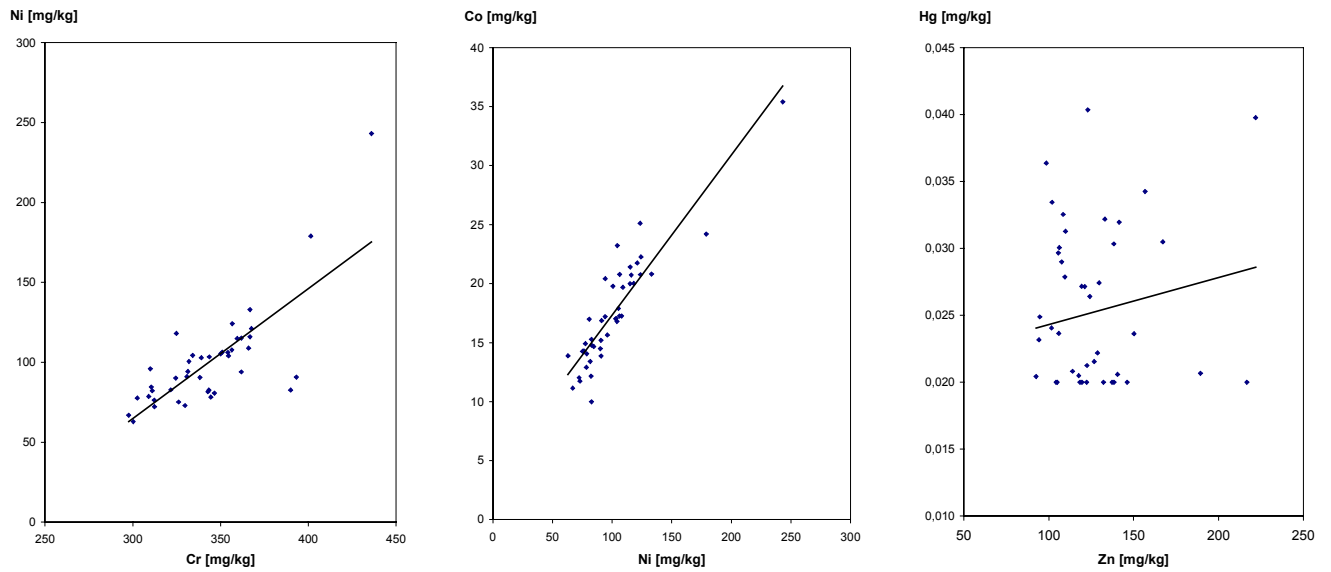


Abbildung 79: XY – Plots zwischen den Schwermetallen Cr, Co und Ni, sowie Zn und Hg

Die gemeinsame Herkunft der Metalle Kobalt, Chrom und Nickel aus den basischen Gesteinen des Einzugsgebiets zeigt sich in den hohen bzw. mittleren Korrelationskoeffizienten.

Die hoch – signifikante Korrelation ($r = 0,71$) zwischen Quecksilber und Zink läßt eine Beziehung zu Sulfiden vermuten

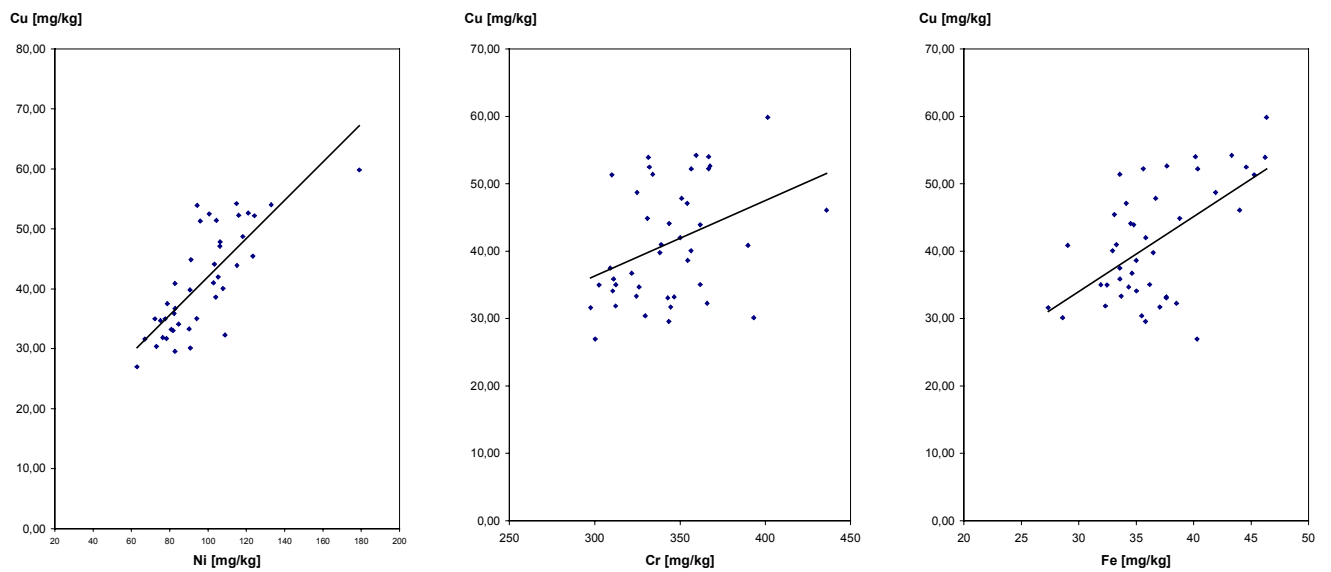


Abbildung 80: XY-Plots zwischen den Schwermetallen Ni, Cr, Fe und Cu

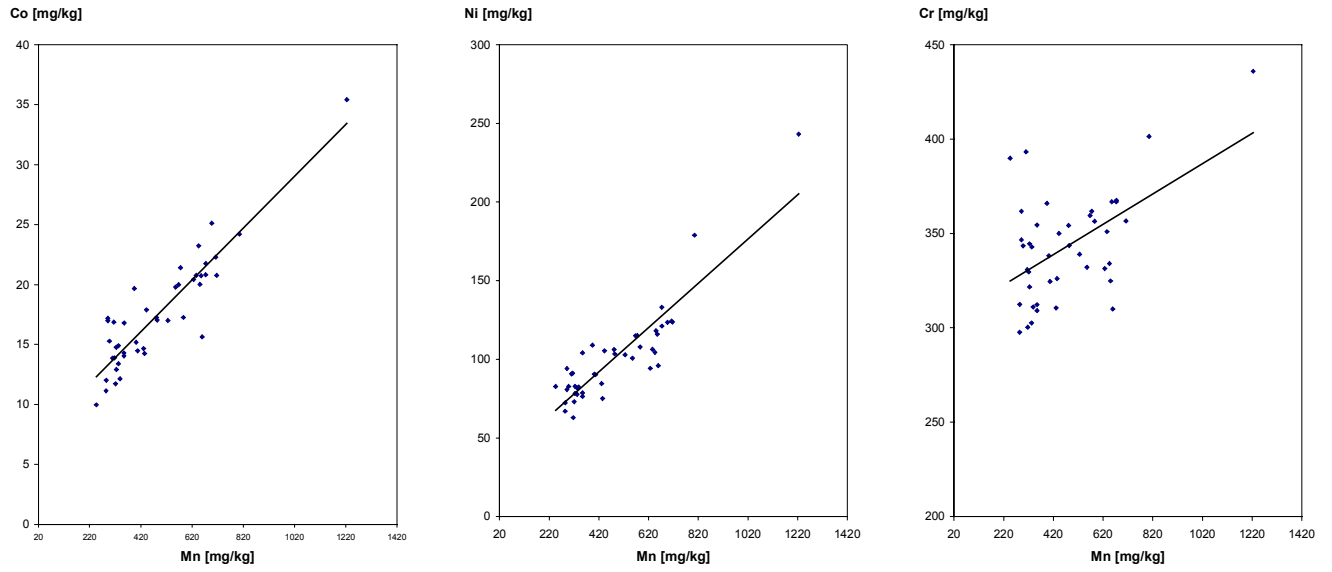


Abbildung 81: XY-Plots zwischen den Schwermetallen Ni, Cr, CO und Mn

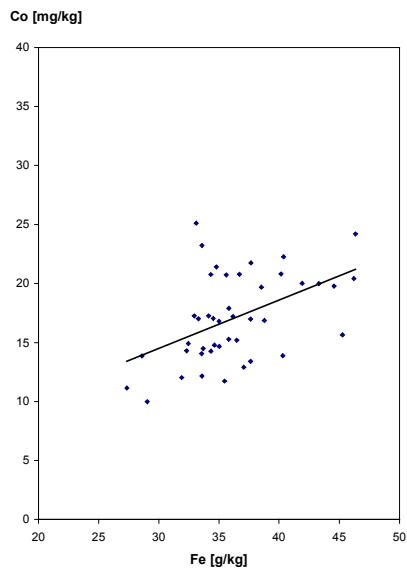


Abbildung 82: XY-Plot zwischen den Schwermetallen Fe und Co

	C	CaCO ₃	S	P ₂ O ₅	N
Zn	-0,14	0	-0,23	-0,21	0,12
Fe	<u>-0,61</u>	-0,48	<u>-0,34</u>	0,08	-0,02
Cu	-0,44	-0,53	0,04	0,02	0,06
Cd	0,15	0,18	-0,17	-0,23	-0,10
Pb	-0,22	-0,41	<u>0,37</u>	0,06	0,13
Ni	-0,52	-0,48	-0,10	-0,04	0,23
Mn	<u>-0,60</u>	<u>-0,62</u>	-0,06	0,04	0,11
Ag	-0,07	-0,07	0,11	-0,07	-0,04
Hg	0,01	0,08	-0,11	-0,12	0,12
Cr	-0,17	-0,20	-0,03	-0,08	0,22
Co	-0,57	-0,57	<u>-0,86</u>	0,05	0,20

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tabelle 36: Korrelationskoeffizienten zwischen den Schwermetallen und den Nährstoffen

Organischer Kohlenstoff weist mit allen Schwermetallen außer mit Cd ($r = 0,15$) bestenfalls geringe negative Korrelationen auf. Die höchsten Korrelationskoeffizienten treten dabei mit Eisen ($r = -0,60$), Kupfer ($r = -0,44$), Nickel ($r = -0,52$), Mangan ($r = -0,57$) und Kobalt ($r = 0,57$) auf.

Die Beziehungen zum Stickstoffgehalt sind zwar bei den meisten Metallen positiv, jedoch nicht signifikant.

Der Schwefelgehalt sowie der Phosphatgehalt stehen in keiner eindeutigen Beziehung zu den Metallkonzentrationen. Nur Blei zeigt eine schwach signifikante Korrelation zu Schwefel ($r = 0,37$).

Negativ signifikante Beziehungen finden sich zwischen den meisten Metallen und dem Karbonatgehalt. Die höchsten Korrelationskoeffizienten treten mit Co ($r = -0,57$), Mn ($r = -0,60$), Ni ($r = -0,48$), Cu ($r = -0,53$) und Eisen ($r = -0,48$) auf.

Die Beziehungen zum Stickstoffgehalt sind zwar bei den meisten Metallen positiv, jedoch nicht signifikant.

Durch die Zuflüsse vom Festland und besonders über den Pamissos und Einträge aus der Atmosphäre gelangen die aus sowohl natürlichen als auch anthropogenen Quellen stammenden Schwermetalle in den Golf und werden in Abhängigkeit von den morphologischen, hydrodynamischen und Milieubedingungen am Meeresboden abgelagert. Die laterale Verteilung der Metalle im Golf zeigt, dass die meisten Metalle im nordwestlichen Teil des Messiniakos ihre größten Werte erreichen. Die Verteilung der Schwermetalle entspricht der Verteilung des feinkörnigen Anteils im Sediment des Messiniakos. Abweichungen treten bei Hg, Zn, Fe und Cr auf, die auch am südöstlichen Teil des Golfs höhere Werte aufweisen. Das Element Quecksilber steht in einem gewissen Gegensatz zu den anderen Schwermetallen. Seine Verteilung im Arbeitsgebiet ist aus Abbildung 75 zu ersehen und zeigt, dass Quecksilber besonders im östlichen Teil des Golfs dominiert. Es ist nicht auszuschließen, dass die Hg – Ablagerung milieuhabhängig ist. Diese Differenzierung der Akkumulation der Schwermetalle kann von Transport, Strömungs- und Zirkulationsvorgängen und von hydrographischen Prozesse abhängig sein. Man kann aber auch vermuten, dass diese regionale Differenzierung der Metallkonzentrationen im Golf auf hydrodynamische bzw. diagenetische Prozesse zurückzuführen ist und nicht auf eine direkte Zufuhr dieser Metalle aus diesen Richtungen des Einzugsgebiets.

Eine allgemeine positive Korrelation zwischen Feinfraktion und Schwermetallgehalt ist nicht festgestellt worden. In den Sedimentkernen sind die gemessenen Konzentrationen für die Metalle Kupfer, Zink, Nickel, Chrom und Kobalt, im Vergleich mit dem entsprechenden Standard aus Tongesteinen (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) leicht erhöht. Die Vermutung liegt nahe, dass neben dem geogenen Eintrag auch anthropogene Ursachen bei den meisten Metallen eine Rolle spielen.

Bei der vertikale Verteilung der Metallgehalte des Messiniakos ist festzustellen, dass in manchen Sedimentkernen die höchsten Gehalte in einigen Sedimenttiefe, aber auch im mittleren und unteren Bereich des Profils zu beobachten sind. In anderen Kernen wiederum weist die Vertikalverteilung der Schwermetalle die höchsten Gehalte in den obersten Sedimentschichten auf.

Die in den Sedimentprofilen auffallende Schwermetallanreicherung in den obersten Schichten ist vermutlich bedingt durch den zunehmenden Verschmutzungsgrad der Schwebstoffe, die durch Sedimentation die obersten Horizonte bilden.

Bei der Mangananreicherung in der oberen Profilschicht scheint eine andere Ursache eine Rolle zu spielen. LYN & BONATTI, (1965) haben eine autochtone Umverteilung dieses Elements innerhalb von Sedimentprofilen beobachtet, die bedingt ist durch seine hohe diagenetische Mobilität bei negativen Redoxpotentialen in den Interstitiallösungen (PRESLEY et Al. 1967; BROOKS et Al. 1968; LI et Al. 1969).

Die Gehalte von Kupfer, Nickel, Zink und Kobalt sollen auch nach der Ablagerung der Sedimente manchen Stoffverschiebungen unterworfen sein (DUCHART et al, 1973). CLINE & UPCHURCH, (1973) haben in Laboruntersuchungen eine Aufwärtsbewegung erhöhter Kupfergehalte bedingt durch komplexierende Substanzen in den Porenlösungen beobachtet. CLINE & CHAMBERS, (1974) haben bei Untersuchungen der Metallführungen von Sedimentkernen aus dem Michigan-See festgestellt, dass die Zink- und Cadmiumanteile in den Sedimenten die aufwärtsgerichtete Bewegung der Mangangehalte mitmachen.

Die höheren Metallanreicherungen in Kern 7 für alle analysierten Schwermetalle sind schon aus der Lage des Probenahmeortes zu erklären; es handelt sich hier um Sedimente aus unmittelbarer Nähe der Hafenstadt Kalamata.

Die Geochronologie der anthropogenen Belastung konnte nicht festgestellt werden, daher konnte keine Sedimentationsrate geschätzt werden. Eine Datierung der Sedimentkerne konnte nicht durchgeführt werden.

Eine generell höhere Schwermetallanreicherung in den Oberflächensedimenten im Vergleich zu tiefer gelegenen Horizonten ist von wenigen Ausnahmen abgesehen nicht nachgewiesen worden. Eine Rolle spielen mit Sicherheit Vermischungs- und Transportprozesse, die zu einer gestörten Sedimentation und Ablagerung beigetragen haben.

Folgende Faktoren sind von Bedeutung.

1. die seismische Aktivität in diesem Gebiet,
2. starke Stürme, die eine Durchmischung der Wassersäule bis zum Sediment hervorrufen (Resuspension),
3. die Schifffahrt, die auch zur regelmäßigen Durchmischung der Sedimentoberfläche beiträgt,
4. die verschiedenen Strömungen, die die Verfrachtung des Materials steuern,
5. die Grundnetzfisherei, die zu einer Sedimentationsdurchwühlung führt.

(LEIPE, TAUBER, BRÜGMANN, IRION & HENNINGS, 1988).

Durch die Vermischung des verschmutzten Flussmaterials mit weniger kontaminierten Meer-Schwebstoffen nimmt die Schwermetall-Konzentrationen in Richtung Meer ab. (BOTHER & CARPENTER, 1972). Nach SALOMONS (1980), der den Effekt der Salinität und des pH's auf die Sorption von Schwermetallen untersuchte, sinkt die Adsorption von Cadmium durch den Anstieg der Chloridionen-Konzentration bei unterschiedlichen pH-Werten drastisch und die Adsorption nimmt mit steigendem pH zu.

Über das Mischungsverhältnis von marinen und fluvialen Schwebstoffen zeigten Untersuchungen von SALOMONS & EYSINK (1981), nur bei Cäsium, Quecksilber und Chrom eine konservative Vermischung; Eisen, Phosphor und Mangan zeigten

Präzipitations- und Adsorptionsprozesse; für Kobalt, Blei, Zink, Kupfer, Cadmium und Nickel wurde eine negative Abweichung von der Vermischungskurve festgestellt. Folgende Prozesse beeinflussen eine Freisetzung von Schwermetallen durch das Mischen von fluviatilen Schwebstoffen und Sedimenten mit marinem Wasser:

- Zersetzung organischer Partikel, die Schwermetalle enthalten,
- Oxidation von Metallsulfiden und darauf folgende Desorption von Schwermetallen und Komplexierung von Schwermetallen, wobei lösliche Komplexe mit organischen und anorganischen Liganden gebildet werden (FÖRSTNER et. al., 1982).

VARNAVAS (1984) hat in einer Vergleichsstudie die Schwermetall-Gehalte in den Sedimenten verschiedener Buchten Griechenlands zusammengefasst. Tab. 36 gibt einen Überblick über einige Schwermetall-Gehalte in den u. g. Buchten Griechenlands.

Golf	Pb (mg/kg)	Ni (mg/kg)	Cu (mg/kg)	Co (mg/kg)	Cr (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Mn (mg/kg)	Cd (mg/kg)	Hg (mg/kg)
Ithakis Min.-Max.	79-106	45-150	10-55	6-28	117-383	184-359	1100-1970	0,2-1	
Saronikos Min.-Max.	30-400	-	20-364	5-18	150-1100	120-1400			
Termaikos Min.-Max.	13-228	35-160	4-37	7-20	31-107	23-299	204-1853	0,4-0,5	
Pagasitikos Min.-Max.	5-34	30-114	0,5-32	2-14	16-395	17-74	226-2334	0,3-0,4	
Patraikos Min.-Max.	10-40	69-168	23-101	14-33	70-210	275-430	540-6000		
Amvrakiko Min.-Max.s	8-20	90-163	11-29	10-17	92-150	39-72	306-666		
Navarino Min.-Max.	12-59	43-151	17-66	4-27	79-414	132-352	423-2330		
Astaku Min.-Max.	19-60		3-35	4-44	64-324	13-283	307-969	1,8-5,6	
Argostoliu Min.-Max.	60-260	30-106	20-46	1-24	1-205	5-132	65-512		
Mesologiu Min.-Max.	6-20	36-99	8-32	6-14	28-98	25-70	350-1090		
Pilu Min.-Max.	9-59	115-151	30-66	9-27	50-414	300-352	1300-2330	0,047-2,0	0,23-1,40
N. Evoikos Min.-Max.	9-29	90-434	7-25	4-33	45-359	26-74			
S. Evoikos Min.-Max.	6-27		9-28		98-336	23-58			

Golf	Pb (mg/kg)	Ni (mg/kg)	Cu (mg/kg)	Co (mg/kg)	Cr (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Mn (mg/kg)	Cd (mg/kg)	Hg (mg/kg)
Elefsina Min.-Max.	30-400	70-120	20-230	7-12	60-390	60-1700	230-760		
Pireos Min.	193	-	144		46	130	54	0,6	
Max.	1621		1575		499	2440	411	13,2	
Mittelw.	690		595	140	248	950	210	4,4	
Ost Egeon Min.-Max.				10-21	52-157	25-55			
Lesbos Min.-Max.	12-39		6-12		40-247	18-43			
Kalonis Mittelwert	96	1270	48	81	3800	203			
Geras Min.-Max.	31-104	97-644	2-59	10-50	530- 1343	12-393	194-1625		
Kavalas Mittelwert	908	-	227						
Messiniak. Min.	14	63	27	10	298	92	246	<0,02-	<0,02-
Max	44	243	119	35	697	725	1224	0,05	0,09
Mittelwert	29	100	43	23	358	140	480	0,03	0,03

Tabelle 36: Schwermetall-Gehalte in den Sedimenten verschiedener Buchten Griechenlands

Im Vergleich zu Sedimenten aus anderen Buchten des Ägeos ergibt sich für die Sedimente des Messiniakos eine mäßige Belastung mit Schwermetallen.

So liegt der Kobaltgehalt in der Größenordnung der Werte der Sedimente der anderen Buchten. Das gleiche gilt für Kupfer, mit Ausnahme von Elefsina, Pireos, Saronikos und Kavalas, die höhere Gehalte aufweisen. Einen mittleren Stellenwert nehmen auch die Gehalte der Metalle Blei, Nickel, Zink und Mangan. Cadmium und Quecksilber liegen selbst mit dem höchsten Wert erheblich niedriger als die in Tab. 36 aufgeführten Gehalte der anderen Buchten. Im Gegensatz zu den anderen Metallen ist lediglich das Element Chrom am stärksten gegenüber dem Background angereichert. Die Chromkonzentrationen in den Sedimenten des Arbeitsgebietes liegen unter denen des Saronikos, Kalonis und Geras. Bei den meisten Elementen liegt der Messiniakos hinter Pireos, Elefsina, Saronikos, Kalonis, Geras und dem Golf von Kavalas.



Abb. 83: Die Griechische Meere (Buchten) 1. Ambrakikos, 2. Astaku, 3. Ithakis, 4. Argostoliu, 5. Mesologiu, 6. Patraikos, 7. Pilu, 8. Messiniakos, 9. Kavalas, 10. Thermaikos, 11. Pagasitikos, 12. Nord Evoikos, 13. Süd Evoikos, 14. Saronikos, 15. Ost Egeon, 16. Lesbos, 16a. Kallonis, 16b. Geras

7.5 Nährstoffe

7.5.1 Kohlenstoff (Corg.)

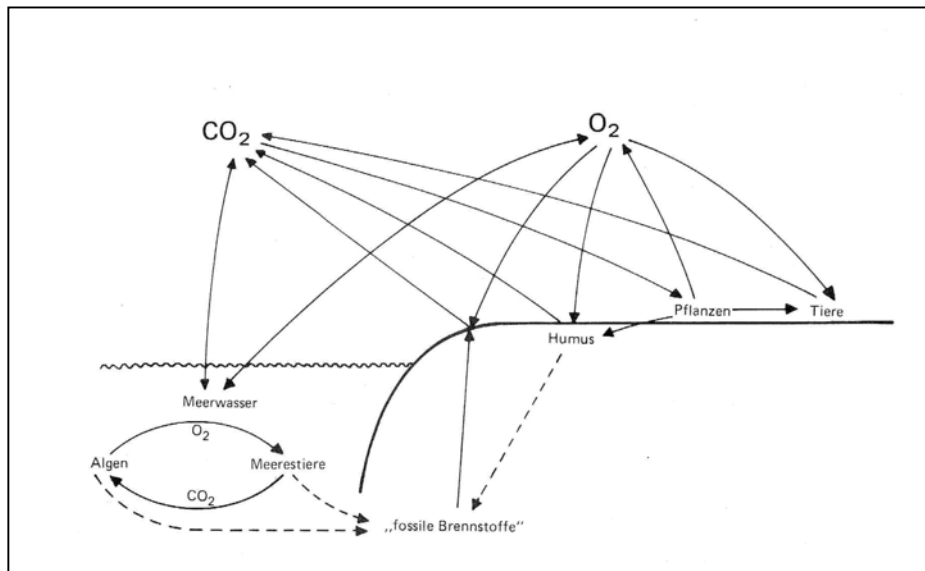


Abb. 84: Kohlenstoff – Sauerstoff – Kreislauf (aus: LINDNER 1991)

Kohlenstoff ist ein typisches Nichtmetall und tritt in der Erdkruste mit einem Durchschnittsgehalt von 0,02 % auf (MASON & MOORE, 1985). Kohlenstoff kommt sowohl in organischer als auch in anorganischer Form vor. In der Atmosphäre liegt es als Kohlendioxid (CO₂) vor, welches auch bei der Atmung, bei Gärungsprozessen und bei der Verbrennung von Kohle entsteht.

Zur organischen Substanz der Böden gehören alle in und auf dem Boden befindlichen abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Stoffe sowie deren organische Umwandlungsprodukte. Die organische Substanz der Böden besteht aus den Streustoffen und den Huminstoffen. Sie enthält außer Nichtmetallen (C, H, O, N, S, P) auch Metalle. Diese liegen entweder in austauschbarer Form vor (vor allem Ca und Mg) oder in Form von Komplexen (Cu, Mn, Zn, Al, Fe u.a.). Die stoffliche Zusammensetzung der organischen Substanz ist sehr heterogen, da sowohl pflanzliche und tierische Ausgangsstoffe in den verschiedenen Stadien ihrer Umwandlung als auch Huminstoffe vorhanden sind. Zwischen organischer Substanz und mineralischen Bodenkomponenten bestehen sehr enge Wechselwirkungen. Von Bedeutung ist der Einfluß komplexierend wirkender organischer Stoffe auf die Löslichkeit von Metallen. Vor allem die Löslichkeit von Fe und Al sowie der Spurenmetalle (Mn, Cu, Zn u.a.) und der

Schwermetalle (Hg, Cd, Pb u.a.) kann durch Bildung metallorganischer Komplexe beträchtlich erhöht werden. Damit verstärken organische Komplexbildner die Mineralverwitterung und die Verlagerung von Metallen im Boden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1984). In der Regel nimmt die Bioverfügbarkeit von Schwermetallen mit steigendem Corg.-Gehalt des Bodens ab (SAUERBECK & STYPEREK, 1988).

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff wird stellvertretend für die nur schwer bestimmbare organische Substanz betrachtet. Da der Kohlenstoffgehalt vom Ausgangsmaterial und dem Grad der Zersetzung abhängig ist, ist eine pauschale Umrechnung nicht möglich; 1% Corg. entspricht 2,5% organischer Substanz (ZÜLLIG, 1956).

Die Corg.-Gehalte der Oberflächensedimente in Messiniakos liegen durchschnittlich bei 4,94 %. Wenn der Gehalt an organischer Substanz nach ZÜLLIG etwa dem 2,5-fachen der Corg.-Werte entspricht, beträgt der Anteil an organischem Material in der Mehrzahl der Proben etwa 12,3%. Die Betrachtung der lateralen Verteilung der Corg.-Gehalte (Abb. 83) im Golf zeigt, dass die Proben mit geringen Corg.-Gehalten sich überwiegend im Norden des Golfes befinden, während die östlichen Uferbereiche und der westliche Teil durch höhere Werte gekennzeichnet sind. In den Proben mit niedrigen Werten wurden gleichzeitig bei einigen Schwermetallen hohe Konzentrationen gemessen.

Die höchsten Werte (über 7 %) treten nur in zwei Fällen auf; die Proben befinden sich in unmittelbarer Nähe der Stadt Kardamili im Osten sowie im westlichen Teil in der Nähe der Stadt Koroni. Dies kann ein Hinweis auf eine anthropogene Belastung dieser Bereiche sein. Lediglich die Proben mit sehr niedrigen Werten (1,42 bzw. 1,6 %) finden sich vor der Mündung des Pamissos Flusses, was auf einen raschen Abbau der organischen Substanz zurückgeführt werden kann.

Es läßt sich keine Abhängigkeit von Korndurchmesser und Corg.- Gehalt erkennen, vereinzelt nimmt der Corg.-Gehalt gegen größere Korndurchmesser ab.

Die mittleren Corg.-Gehalte der untersuchten Kerne schwanken zwischen 0,86-4,77%, der Mittelwert beträgt 2,92 % und ist somit deutlich niedriger als der Mittelwert der Oberflächenproben. Die vertikale Verteilung der Corg.-Gehalte (Abb. 85) zeigt im Allgemeinen einen einheitlichen Trend, der durch jeweils niedrigere Gehalte im Oberflächenbereich und eine leichte Zunahme zur Tiefe hin gekennzeichnet ist. Im Kern 7 ist ein gegensätzlicher Verlauf zu beobachten. Auffällig ist ein Rückgang der Corg.-Gehalte nach den ersten 5 bis 80 cm Tiefe. Nach einem Zwischenmaximum stellt man im weiteren Verlauf des Kerns wiederum ein Absinken der Werte fest. Im Kern 3 sind die Corg.-Gehalte gleichförmig verteilt.

Die laterale und vertikale Verteilung der Gehalte an organischem Kohlenstoff in der Gesamtheit der Sedimente des Messiniakos zeigt, dass die Oberflächenproben aus ufernahen Bereichen höhere Corg.- Werte aufweisen als die landfernen Kerne. Zwischen Corg. und N besteht für die Proben des Arbeitsgebietes eine negative Korrelation, die auf keinen gemeinsamen Aufbau der organischen Substanz sowie auf keinen gemeinsamen Transport in Form von organischem Detritus zurückzuführen ist. Aufgrund der relativ hohen C /N-Verhältnisse und der positiven Korrelation zwischen Corg. und der Fraktion 6,3-20 µm kann vermutet werden, dass der organische Kohlenstoff in den Sedimenten des Messiniakos aus Pflanzenlaub und Makrophytenresten stammt.

Es bestehen keine positiven Korrelationen zwischen dem Gehalt an Corg. und einem der Schwermetalle. Dies deutet darauf hin, dass ein Großteil der Metalle nicht in bioverfügbarer Form im Sediment vorliegt und bestätigt die geogene Herkunft der Schwermetalle.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff spiegeln einerseits den Grad der biologischen Primärproduktion, die wahrscheinlich anthropogen erhöht ist, sowie die Erhaltungsfähigkeit des sedimentierten organischen Materials wieder.

	Cu	Zn	Mn	Pb	Ni	Co	Cr	Cd	Ag	Hg	Ton	CaCO ₃
Oberf.	-0,44	-0,14	-0,57	-0,22	-0,52	-0,57	-0,16	0,15	-0,07	0,01	-0,32	<u>0,93</u>
Kerne	-0,45	-0,56	-0,16	-0,42	0,25	-0,13	-0,07	-0,42	0,22	-0,29	0,40	<u>0,85</u>

Signifikanzgrenzen: p = 0,05 schwach-signifikant, p = 0,01 **signifikant**, p = 0,001 **hoch-signifikant**

Tab. 37: Korrelationskoeffizienten zwischen Corg. und anderen wichtigen Parametern

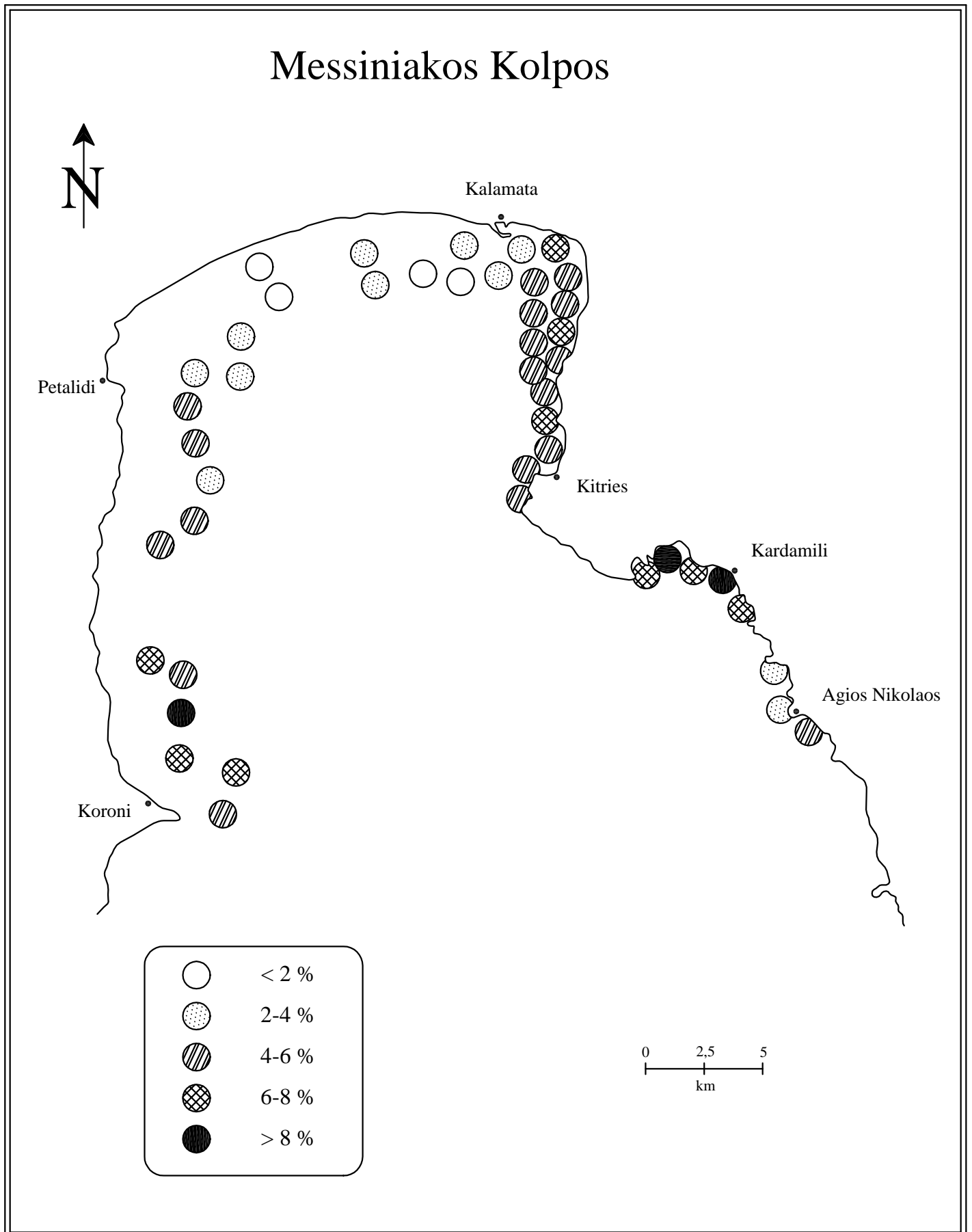


Abbildung 84: Verteilung der Kohlenstoffgehalte im Oberflächensediment

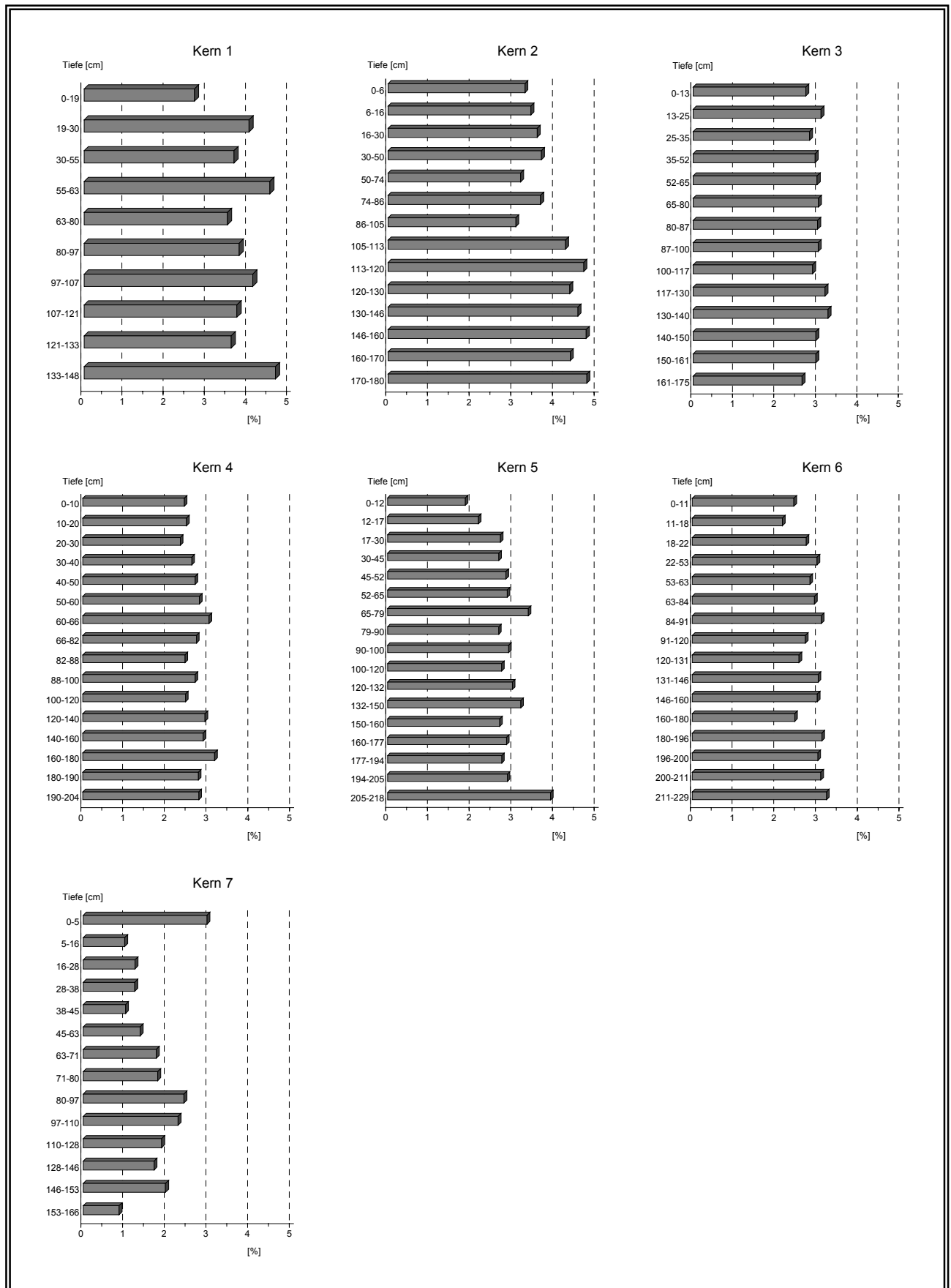


Abbildung 86: Kohlenstoffgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.5.2 Gesamt-Stickstoff (N)

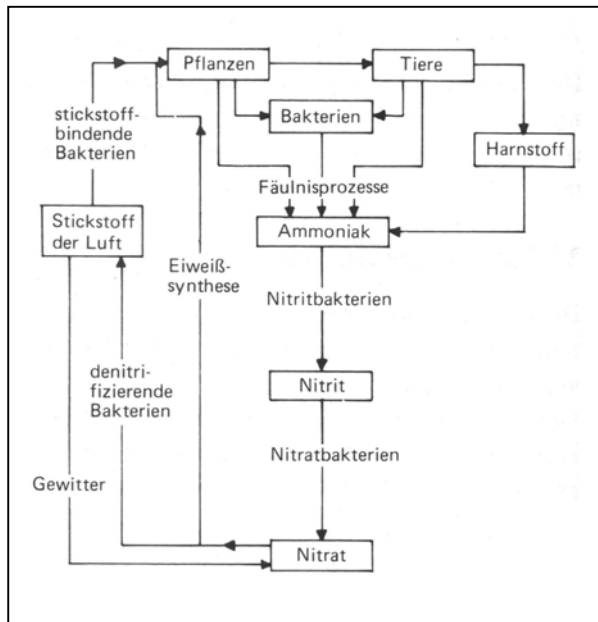


Abb. 87: Stickstoffkreislauf (aus: LINDNER 1991)

Stickstoff steht in der V. Hauptgruppe des Periodensystems. Das große Reservoir für elementaren Stickstoff ist die Luft (78,09 % Volumenanteile N).

Der Stickstoff ist mit 78,1 % das häufigste Element der Erdatmosphäre, in der Erdkruste liegt es in Bezug auf seine Häufigkeit an 16. Stelle.

Im A-Horizont des Bodens sind meist mehr als 95 % des Gesamt-N organisch gebunden, was in dem relativ konstanten C / N-Verhältnis zum Ausdruck kommt.

An diesem Norg. beträgt der prozentuale Anteil von Aminosäuren-N bis 60 %, Aminozucker-N₅ bis 15 %, Amid-N (Asparagin-Glutamin) bis 15 % und nichthydrolysierbarem N (heterocyclisch bis 30 % (SCHEFFER & SCHACHTSSCHABEL, 1984).

Der Dünger-Stickstoff wird z.T. zu Amiden und Aminosäuren umgesetzt, die je nach Witterung abgebaut werden können. Anorganisch ist der Stickstoff als Ammonium (NH₄), Nitrat (NO₃) und als Nitrit (NO₂) gebunden. Der anorganische-Stickstoff ist adsorptiv an Feinpartikel besonders in den Zwischenschichträumen von Dreischicht-Tonmineralien (vor allem Illite) gebunden (SCHEFFER & SCHACHT-SCHABEL, 1984). Der überwiegende NH₄-Anteil ist in nichtaustauschbarer Form in Silikaten vor allem in Glimmern und Kalifeldspäten eingebaut. Der Norg.-Gehalt der Böden steht in enger Beziehung zum Corg.-Gehalt und schwankt ebenfalls in einem weiten Bereich

(0,02 bis 0,4 %). Er wird ebenso wie der Corg.-Gehalt durch Klima, Vegetation, Körnung der Böden, Topographie und die menschliche Tätigkeit beeinflusst. Durch den Eintrag von N neben P werden oligotrophe Gewässer in eutrophe überführt und in eutrophen Gewässern wird eine wesentliche Steigerung in der Intensität der Eutrophierungsvorgänge ausgelöst.

Anthropogene Stickstoffverbindungen stammen aus der Landwirtschaft, häuslichen und industriellen Abfällen und aus Verbrennungsprozessen.

Die Stickstoffgehalte in dem Oberflächensediment variieren in einem weiten Bereich (von 0,03 bis 0,58 %); der durchschnittliche Stickstoffgehalt beträgt 0,25 %. Die laterale Verteilung der N-Gehalte (Abb. 87) des Untersuchungsgebietes ist mit wenigen Ausnahmen recht inhomogen. Proben mit hohen Konzentrationen sind im ganzen Golf verteilt; sie bilden keine zusammenhängende Fläche. Maximale N-Gehalte (0,43-0,58 %) überwiegen im Westteil des Arbeitsgebietes sowohl in ufernahen als auch in uferferneren Zonen. Im Ostteil des Golfes weisen die Proben (14, 15) ebenfalls dieselben N-Gehalte auf gefolgt von der Probe (28) im Nordteil des Untersuchungsgebietes. Damit scheint sich für Stickstoff eine Belastung aus dem angrenzenden Hinterland abzuzeichnen. Die meisten Proben weisen Stickstoff-Werte zwischen 0,1-0,2 % auf den gesamten Golf verteilt auf.

Positive Korrelation besteht zwischen dem Stickstoffgehalt und der Tonfraktion der untersuchten Sedimente des Messiniakos. Alle Böden und Minerale, die K-Ionen fixieren haben die Eigenschaft der NH_4 -Fixierung, da K- und NH_4 Ionen sehr ähnliche Ionenradien und Eigenschaften haben (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1984). Die anorganischen N-Formen sind adsorptiv an Feinpartikel gebunden und als NH_4 in den Zwischenschichträumen von Dreischicht-Tonmineralien fixiert.

Insgesamt entspricht die räumliche Verteilung des Stickstoffs nicht der des organischen Kohlenstoffs, was auf unterschiedliche Quellen hinweist. Die negative Korrelation des Stickstoffgehaltes mit dem organischen Kohlenstoff belegt, dass der anorganische, z.B. durch Dünger zugeführte Stickstoff im Verhältnis zum organisch gebundenen Stickstoff höher ist. Die vertikale Verteilung des N-Gehalts (Abb. 88) aller Proben zeigt vergleichbare Gradienten wie die laterale Verteilung. Der Mittelwert der N-Gehalte aller Kerne beträgt 0,24 % und ist somit fast identisch mit dem N-Gehalt von 0,25 % der Oberflächenproben. Die Werte variieren in Sedimentprofilen zwischen 0,03 und 0,60 % und unterscheiden sich im Allgemeinen nur unwesentlich von den Oberflächenproben. Die Tiefenverteilung der N-Gehalte aller Kerne ist sehr inhomogen; Konzentrationszunahme und Abnahme ist in allen Profilen festzustellen. Die Verteilung der N-Gehalte im Golf läßt vermuten, dass der feinkörnige Anteil der Sedimente, der in Schwebelast transportiert wird, nicht gleichförmig verteilt wird, sondern

wahrscheinlich durch natürliche Prozesse wie vorherrschende Strömungen, Wassertiefe, Salinität und starke Stürme gesteuert wird.

Zwischen den gemessenen N-Werten und Schwermetall-Konzentrationen in Messinikos ergibt sich eine positive Korrelation. Dies läßt sich damit erklären, dass Stickstoff und Schwermetalle nicht an die organische Substanz gebunden sind.

	Cu	Zn	Mn	Pb	Ni	Co	Cr	Cd	Ag	Hg	Ton	CaCO ₃
Oberf.	0,06	0,12	0,14	0,13	<u>0,24</u>	0,21	<u>0,25</u>	-0,10	-0,04	0,11	0,20	-0,17
Kerne	0,08	0,02	-0,05		-0,02	0,04	-0,10	0,11	0,09	0,11	0,06	-0,08

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 38: Korrelationskoeffizienten zwischen Stickstoff und anderen wichtigen Parametern

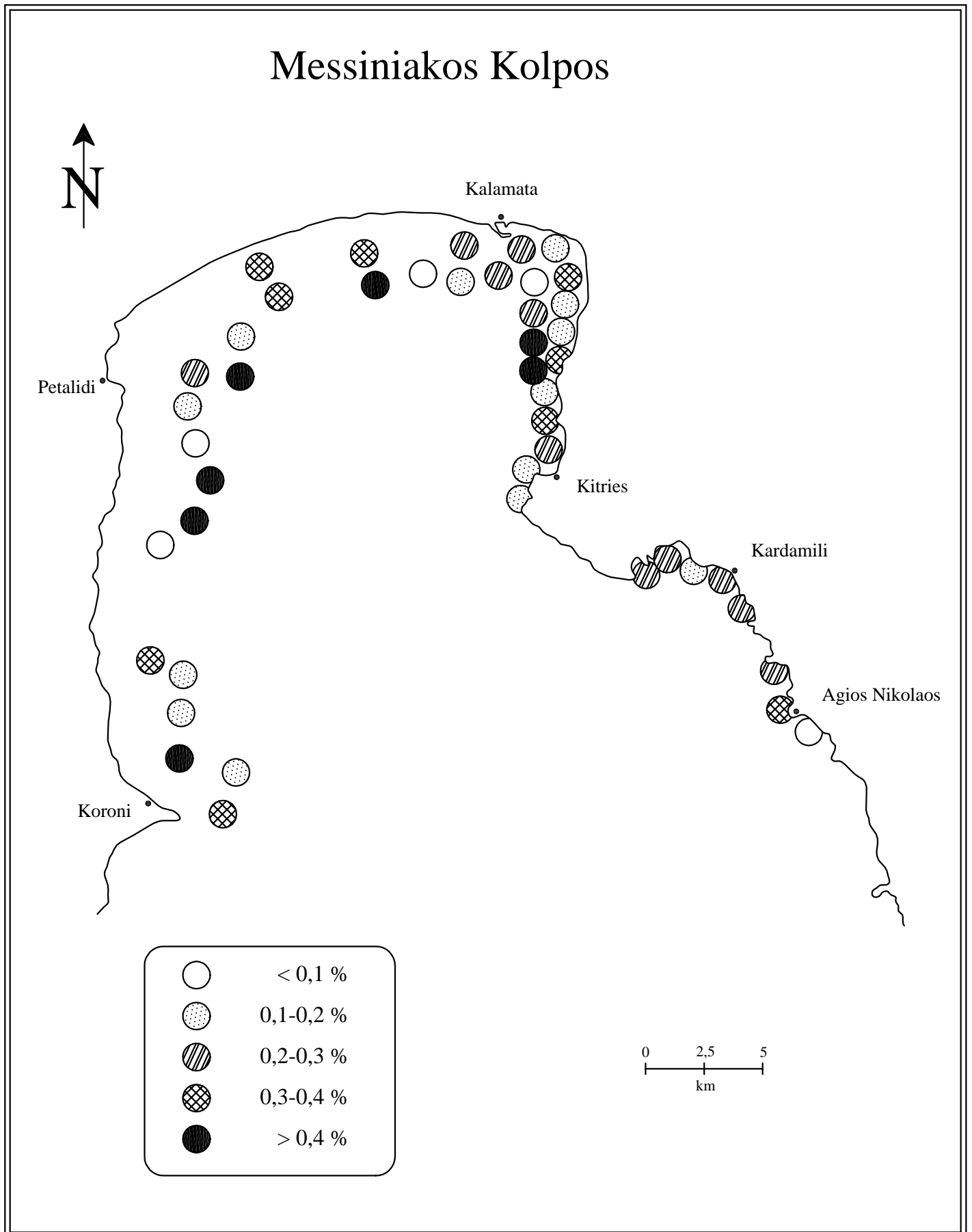


Abbildung 87: Verteilung der Stickstoffgehalte im Oberflächensediment

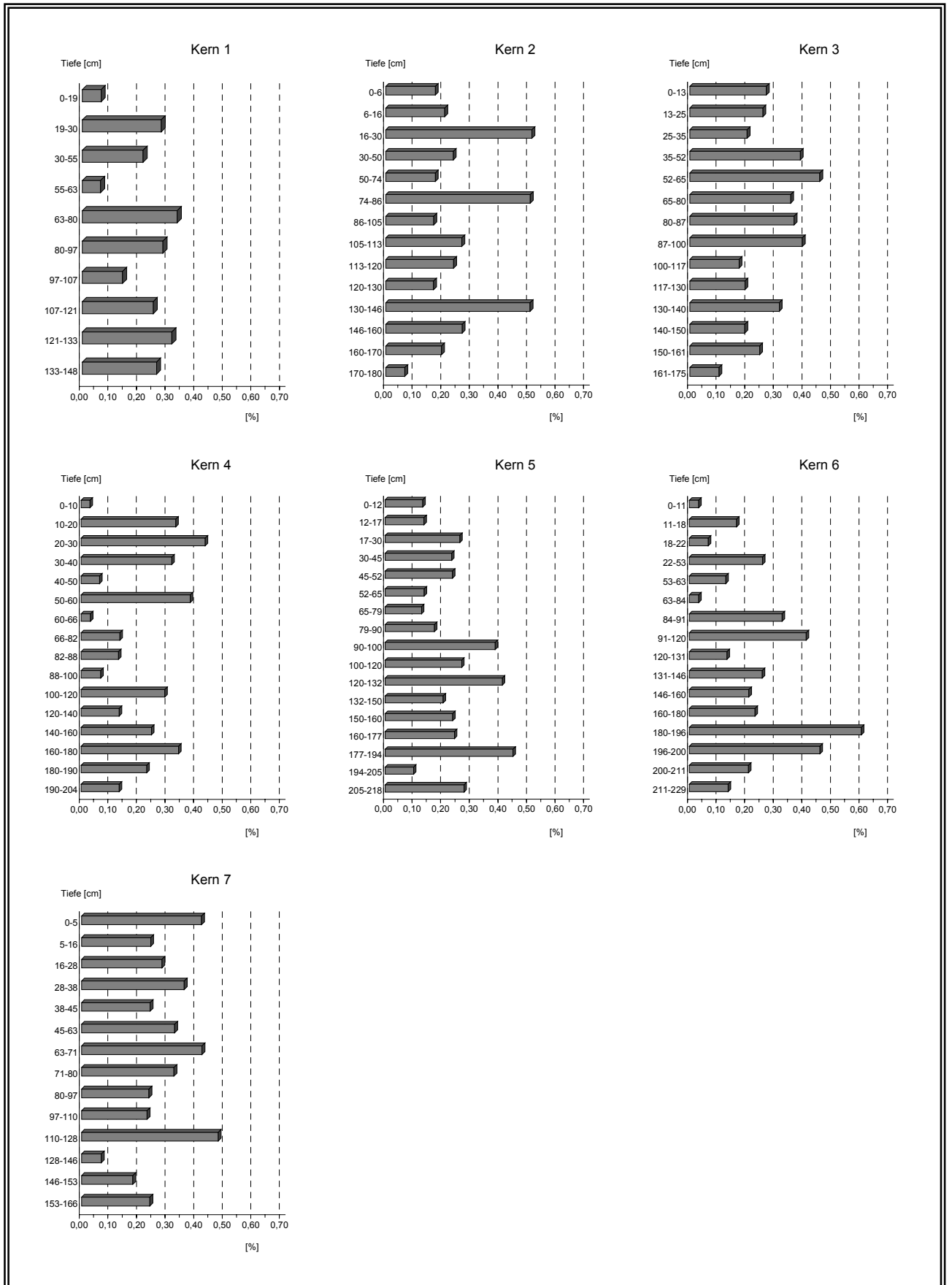


Abbildung 89: Stickstoffgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.5.3 C /N-Verhältnis

Anhand des C /N-Verhältnisses von Sedimente lassen sich Aussagen treffen über die Art und Herkunft der organischen Substanz. Das Verhältnis zwischen organischem Kohlenstoff und Gesamtstickstoff ist abhängig von der Art der organischen Substanz und insbesondere von deren Zersetzungsgrad. Beim Einfluß des C /N-Verhältnisses auf die N-Mineralisierung muß man unterscheiden zwischen leicht zersetzbaren organischen Stoffen (Pflanzenrückständen, Stroh usw.) und der organischen Substanz im Boden, die bereits einen langjährigen Umsetzungsprozeß durchgemacht hat

Leicht zersetzbare organische Stoffe werden um so schneller abgebaut je enger das C/N-Verhältnis war. Niedrige C/N-Verhältnisse (10-12) finden sich in den Ah-Horizonten von Böden mit stark abgebauter organischer Substanz (Mull). In den gemäßigten Breiten wird das C/N-Verhältnis in erster Linie eher vom organischen Detritus bestimmt, in den feuchten Tropen hauptsächlich durch das Klima, im semiariden Klima ist die lebende Flora und Fauna ausschlaggebend.

Nach REDFIELD (1958) besitzen Algen ein C/N-Verhältnis von 6,6. Allochtone organische Substanz, die sich aus der Zersetzung von Plankton bildet, weist einen Wert von etwa 12 auf (WETZEL, 1975). Blattspreu von Laubbäumen kann noch erheblich höhere Werte zeigen (ELLENBER, 1982).

Das durchschnittlich ermittelte C / N-Verhältnis im Oberflächensediment des Golfs (Abb. 89) beträgt 26 und spricht für die allochtone Herkunft des organischen Materials (z.B. angeschwemmter terrestrischer Pflanzendetritus). Das hohe C / N-Verhältnis in den 4 Proben ist sicher nicht repräsentativ und stammt möglicherweise von größeren Pflanzenteilen. Das Minimum von 3,8 stammt von der Probe 30, vor der Mündung des Pamissos, das Maximum von 72,7 wurde in der Probe 39 im westlichen Teil des Golfs gefunden.

Das C / N-Verhältnis der Tiefenverteilung der Sedimente in Messiniakos (Abb. 90) variiert in einem weiten Bereich von 3,4 bis 93, bei einem Mittelwert von 17,9. Dieser große Variationsbereich des C/N-Verhältnisses weist auf einen inhomogenen Abbau-grad der organischen Substanz hin. Bei den Kernen variiert das C / N-Verhältnis nur geringfügig abgesehen von 2-3 Maxima in jedem Profil. Das im Durchschnitt höchste C / N-Verhältnis von (25) wurde in Kern 4 ermittelt. Die höheren Gehalte deuten auf eine höhere Phytoplanktonproduktion in diesem Profil hin. Das dürfte direkt mit der relativ niedrigeren Tiefe und den damit verbundenen Folgeerscheinungen wie z.B. raschere Erwärmung, bessere Durchlüftung und schnellere Wiederaufnahme freige-

setzter Nährstoffe in diesem Kern zusammenhängen. Das niedrigste C / N-Verhältnis von 7 wurde in Kern 7 ermittelt. Die C / N-Verhältnisse in diesem Kern weisen darauf hin, dass hier in erster Linie Phytoplankton zur Ablagerung (C / N-Verhältnis 5-12) gelangt. Eine ähnliche Verteilung des C/N-Verhältnisses wie Kern 7 weist Kern 3 auf. Mit einem Mittelwert von 12 läßt sich auch vermuten, dass die organische Substanz aus Phytoplankton besteht.

Die C / N-Werte in den Sedimenten des Messiniakos lassen sich nicht einer bestimmten Organismengruppe zuordnen, sondern entsprechen eher einem Mischwert verschiedener Lebewesen.

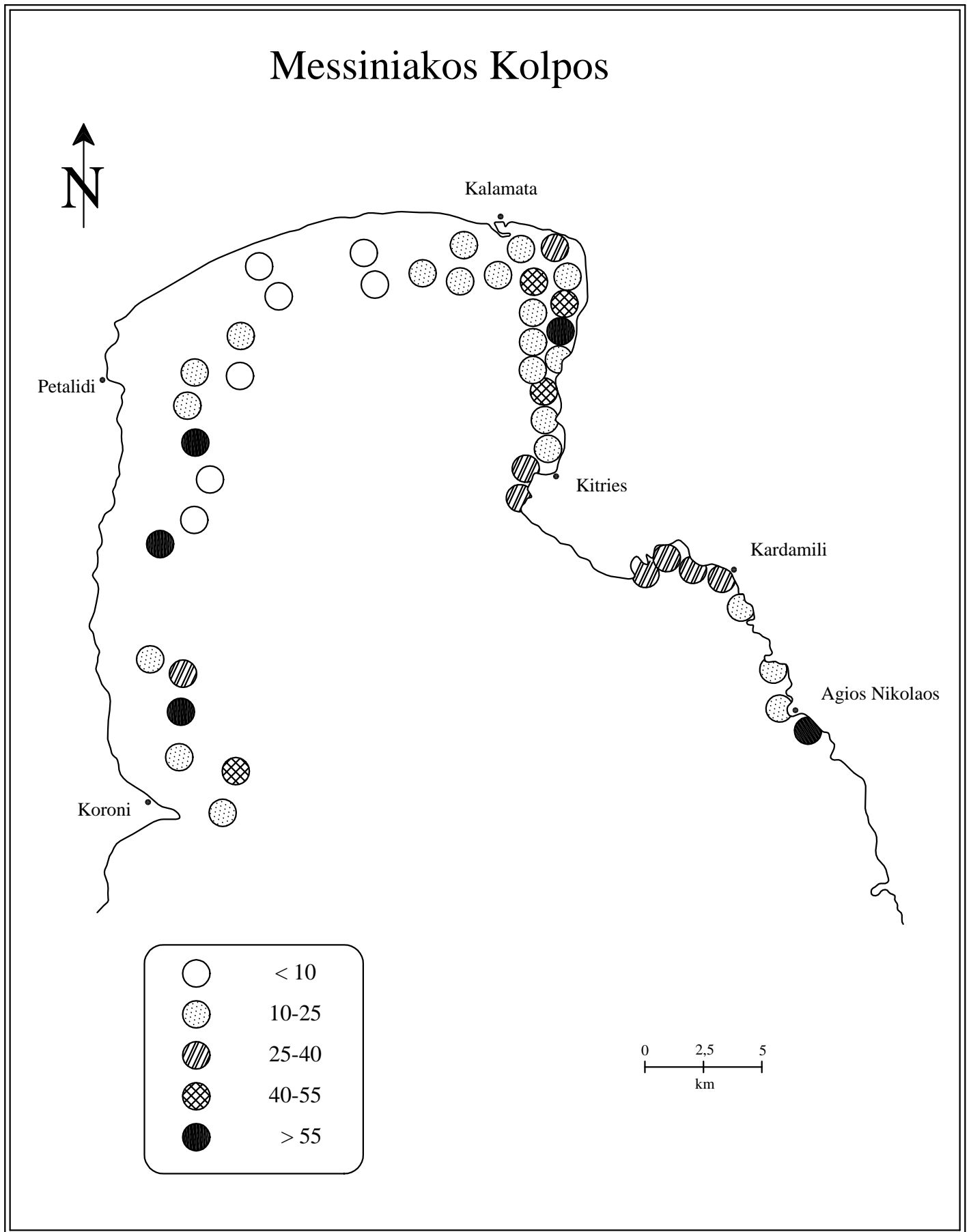


Abbildung 89: C/N-Verhältnis

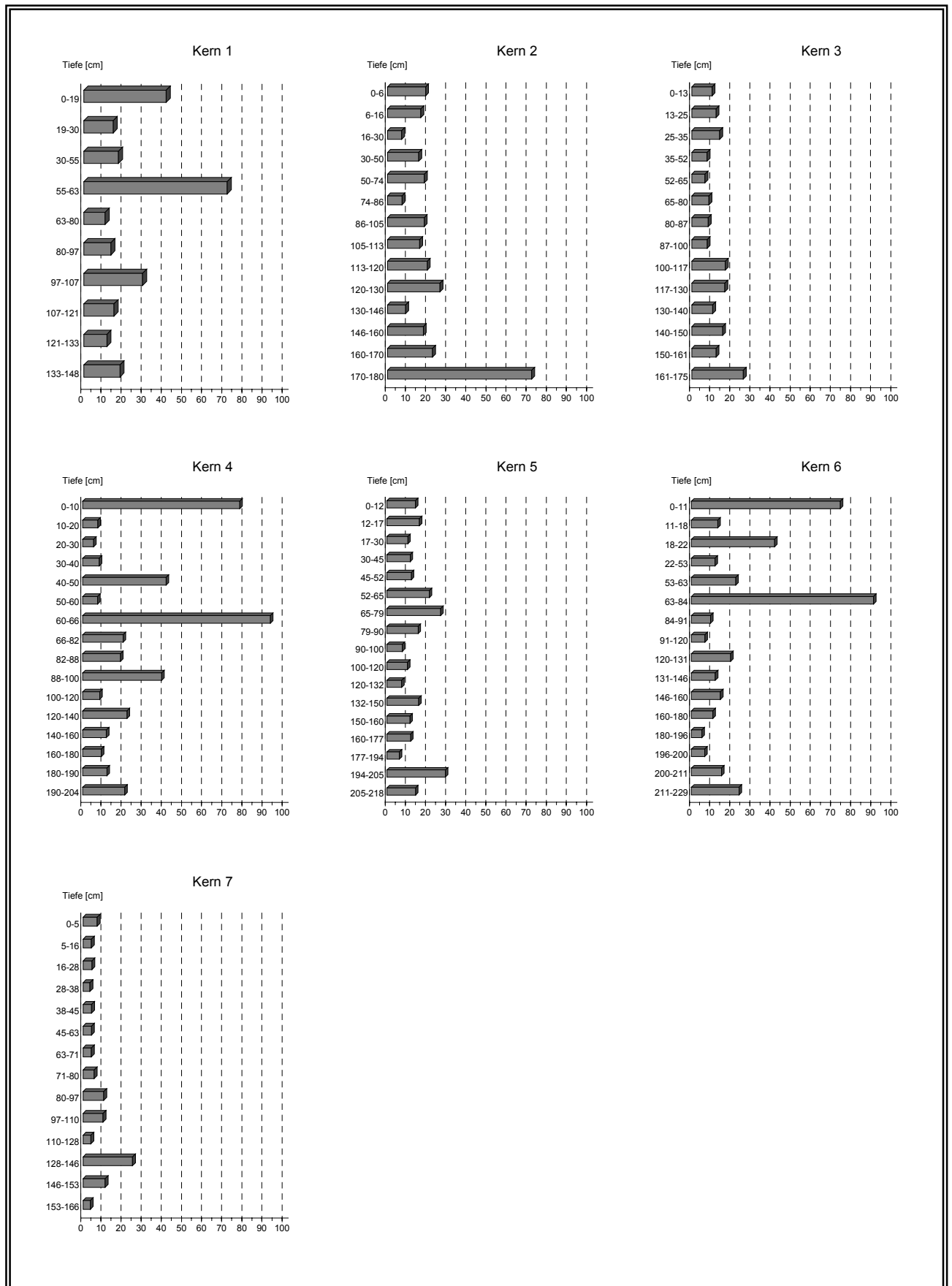


Abbildung 91: C/N-Verhältnis der Kerne

7.5.4 Phosphat (ges.)

Phosphor ist ein Element der V. Hauptgruppe des Periodensystems und tritt in der Oxidationsstufe +5 auf. Er kommt in der Natur nicht in elementarer Form sondern nur in verschiedenen Verbindungen vor. In den Böden liegt der P-Gehalt meist im Bereich von 0,02-0,08 % (1 % P = 2,29 % P_2O_5). Der P-Gehalt der Erdkruste beträgt 0.05 % (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1984). Der Phosphor liegt in anorganischer Form, in organischer Form und in Form von Neubildungen vor. Ein Teil des anorganischen P liegt in Form von Apatit und Silikaten (Ersatz von Si) vor. Die Neubildungen entstehen durch Verwitterung des Apatits und durch Umsetzung von Düngerphosphaten im Boden.

Da die Neubildungen in sehr feiner Korngröße vorliegen oder Phosphationen von den Tonteilchen absorbiert werden, ist der P-Gehalt der Tonfraktion höher als derjenige der gröberen Fraktionen. Wichtiges Phosphor-Mineral ist der Apatit ($Ca_5(F, Cl; OH)(PO_4)_3$), der in Eruptivgesteinen auftritt. Der P_2O_5 Anteil kann bis zu 42 % erreichen. Wichtige sedimentäre Phosphat-Gesteine sind die im Flachwasser gebildeten Phosphorite (bis zu 37 % P_2O_5) (VALETON 1988) und der terrestrisch entstandene Guano. Als Calciumphosphate finden sich in Böden der Hydroxylapatit $Ca_5(PO_4)_3(OH)$ und der Fluorapatit $Ca_5(PO_4)_3F$. Umwandlungsprodukte von Düngerphosphaten sind Dicalciumphosphat und Octacalciumphosphat und vermutlich auch Apatit. Unter anaeroben also reduzierenden Verhältnissen ist der Vivianit $F_3(PO_4)_2 \times 8H_2O$ anzutreffen. Zwischen dem Gehalt an organischer Substanz des Bodens und dem organisch gebundenen Phosphat besteht ein vom biologischen Bodenzustand abhängiger Zusammenhang. Tonminerale und Huminsäuren können vor allem durch Anionen-Austausch ($OH \leftarrow \rightarrow H_2PO_4$) Phosphationen binden. Bei den Humuskomponenten (Humin- und Fulvinsäuren) sind die Carboxyl $-(-COOH)$ und Phenolgruppen für diesen Prozeß von Bedeutung. Anthropogen kommt Phosphor durch die landwirtschaftliche Düngung (Ammoniumphosphat) und durch Haushaltsabwässer in die Umwelt.

Der Phosphor, der durch die Flüsse ins Meer transportiert wird, stammt unter anderem aus der Verwitterung magmatischer Gesteine. So werden dem Kaspischen Meer durch die Wolga jährlich 6.000 t gelöst und doppelt so viel an organische Substanz gebundener Phosphor zugeführt (BUSHINSKY, 1964). Die Menge des mobilisierten Phosphats hängt stark von der Intensität der Verwitterung und Bodenbildung ab. Phosphat-Laterite können sich durch Verwitterung von Phosphatiten und Karbonaten bilden. Im Meerwasser steigt der Phosphorgehalt in den obersten 500 m mit zunehmender Tiefe

abrupt an. Dies geht einerseits auf die Löslichkeitszunahme mit abnehmender Temperatur zurück, andererseits wirkt sich der Phosphorverbrauch des Planktons in den obersten Wasserschichten aus. Im Mittelmeer und im Roten Meer ist der Phosphorgehalt besonders niedrig (20-30 $\mu\text{g/l}$), im Schwarzen Meer ($>200 \mu\text{g/l}$). Die Anreicherung des Phosphors in marinen Sedimenten wird begünstigt durch:

- nährstoffreiche Auftriebsströme in Flachmeeren niedriger Breite (KAZAKOV, 1973)
- hohe Bioproduktion, die den Phosphor an die organische Substanz besonders von kieselschaligem Plankton bindet,
- relativ kurze Sink-Strecken, damit die organische Substanz erhalten bleibt
- Sauerstoff-Minimumzonen;
- verlangsamte klastische Sedimentation
- sekundäre Phosphatanreicherung durch Aufarbeitung und selektive Umlagerung (FÜCHTBAUER, 1988).

Der Phosphor wird aus dem Meerwasser durch das Phytonplankton angereichert. Mehr als 90 % des organisch gebundenen Phosphors wird nach dem Absterben der Organismen wieder freigesetzt. Die Phosphatanreicherung im Sediment geschieht durch:

- direkte Ausfällung aus der Porenlösung,
- Apatitausscheidung in Fossilshalen ,
- Verdrängung von Kalken,
- mechanische Umlagerung (FÜCHTBAUER, 1988).

Betrachtet man die laterale Verteilung des Phosphatgehaltes im Golf (Abb. 91) so ist festzustellen, dass im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes höhere Gehalte auftreten als im westlichen Teil. Der durchschnittliche Phosphatgehalt der untersuchten Oberflächenproben liegt bei 0,20 %. Lediglich die Proben 1, 13, 17, und 29 zeigen entsprechend mit 0,27, 0,26, 0,25 und 0,26 % gegenüber den übrigen Proben leicht erhöhte P_2O_5 -Gehalte. Es handelt sich um Proben, die in östlich gelegenen Gebieten größerer Städte liegen. Bei diesen Phosphatgehalten könnten anthropogene Einflüsse eine Rolle spielen. Die räumliche Betrachtung läßt keine Abhängigkeit von Sedimentart und lateraler Phosphatverteilung erkennen. Die Korrelation von Phosphat zu der Tonfraktion hat keine eindeutige Beziehung gezeigt. Dagegen besteht eine schwache signifikante Abhängigkeit zum Grobsiltanteil. Daraus läßt sich schließen, dass hier Phosphat ausschließlich in apatitischer Form (geogene Komponente) vorliegt. Das aus zivilisatorischen Quellen stammende Phosphat wird in erster Linie in der Tonfraktion angereichert. Das wurde schon von MÜLLER & TIETZ (1966) am Bodensee beobachtet. Dieser Effekt ist für die meisten Sedimentproben des Golfs nicht feststellbar.

Der mittlere Phosphatgehalt in den Kernen variiert zwischen 0,10 und 0,18 %. Im Kern 1 (Abb. 92) mit einem Mittelwert von (0,16 %) bleiben die Phosphatgehalte mit nur geringen Schwankungen über die gesamte Kernlänge hinweg beinahe konstant. Kern 2 mit einem Mittelwert von 0,16 % zeigt bis zur Tiefe hin einen ständigen Wechsel der Werten zwischen 0,1 und 0,21 %. Kern 3 mit einem Mittelwert von 0,15 % weist eine dem Kern 2 ähnliche Vertikalverteilung auf. Im Kern 4 mit einem Mittelwert von 0,10 % wurde ein Rückgang der Phosphatgehalte festgestellt. Die Werte zeigen eine größere Schwankungsbreite und variieren zwischen 0,04 und 0,16 %. Die Tiefenverteilung zeigt zunächst ein Maximum in den oberen 60 cm, mit der Tiefe sinken die Werte ab, um dann wieder anzusteigen. Der sich anschließende Bereich zeigt ein Absinken der P_2O_5 -Gehalts. Bei den Kernen 5 und 6 ist die Tiefenverteilung uneinheitlich. Die Werte schwanken zwischen 0,16 und 0,23 % bzw. 0,15 und 0,21 %. Die vertikale Verteilung im Kern 7 ist ebenfalls uneinheitlich. Die Werte variieren zwischen 0,14 und 0,21 %. Im unteren Bereich des Kerns folgt ein rascher Abfall der Werte auf.

	Cu	Zn	Mn	Pb	Ni	Co	Cr	Cd	Ag	Hg	Ton	CaCO ₃
Oberf.	0,02	-0,21	0,05	0,06	-0,04	0,05	-0,06	-0,23	-0,07	-0,11	0,07	-0,19
Kerne	-0,13	0,16	0,15	0,18	0,04	0,06	0,21	0,17	-0,06	0,16	<u>0,36</u>	-0,03

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 39: Korrelationskoeffizienten zwischen Pges. und anderen wichtigen Parametern

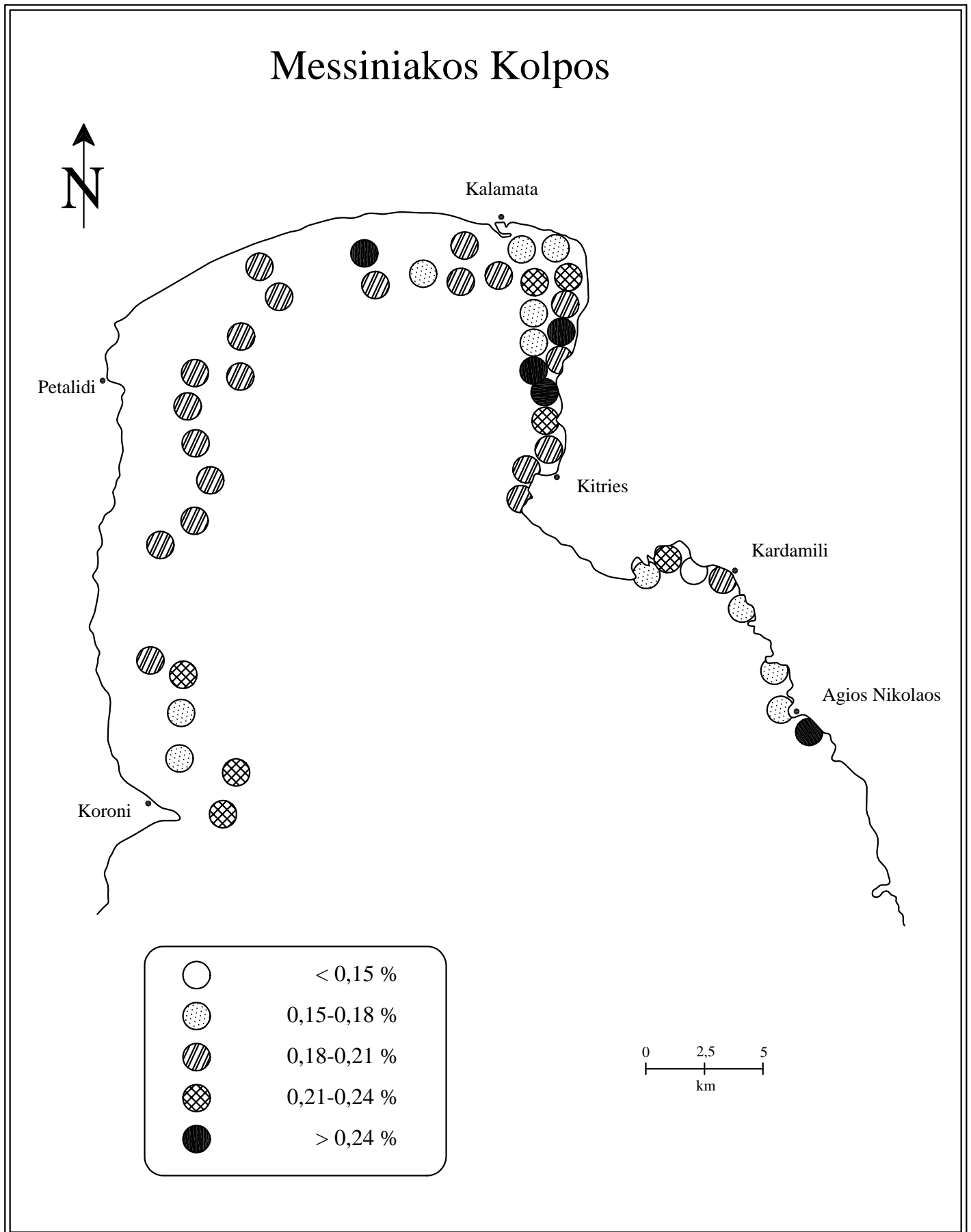


Abbildung 91: Verteilung der Phosphatgehalte im Oberflächensediment

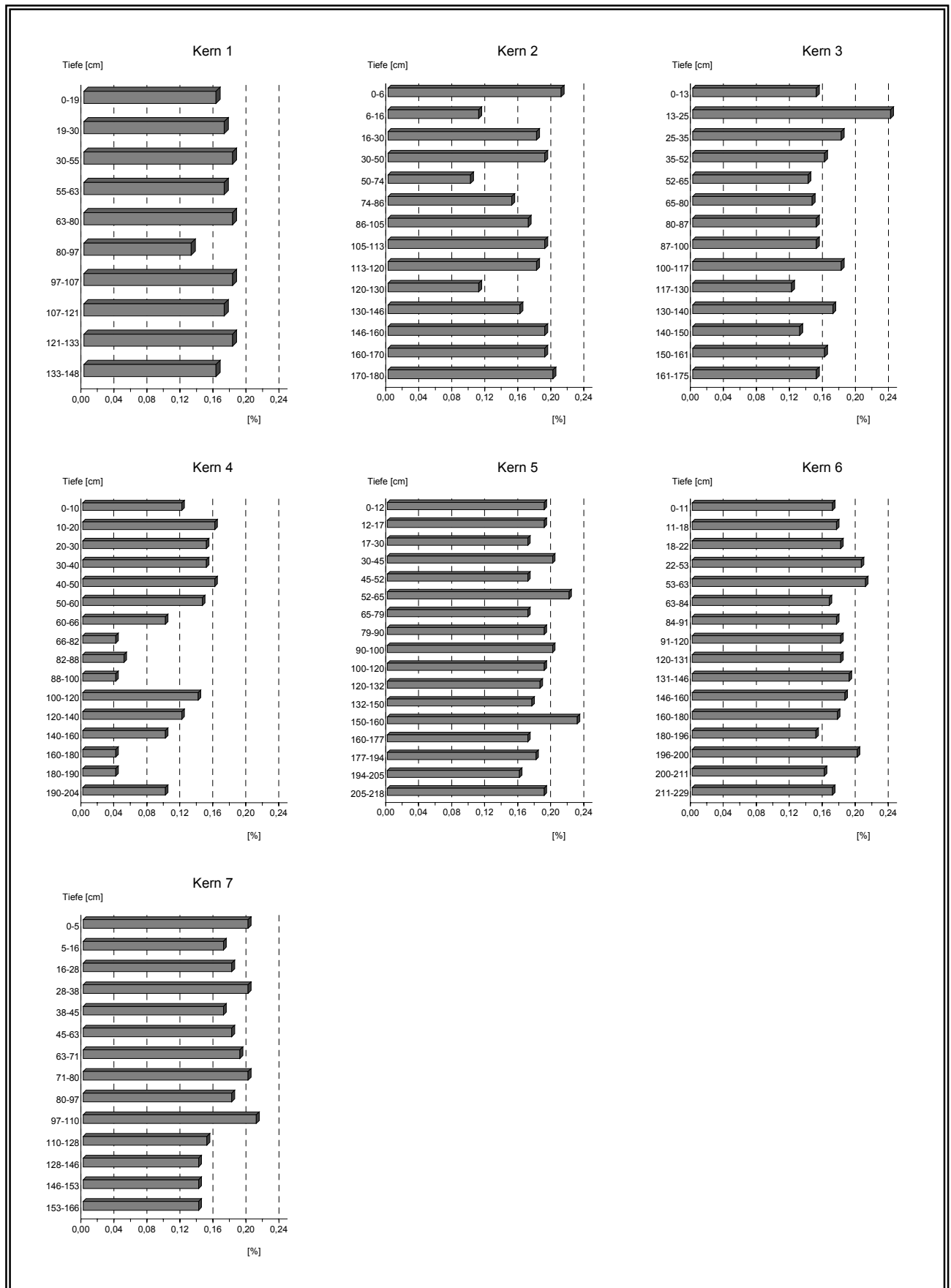


Abbildung 93: Phosphatgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.5.5 Schwefel

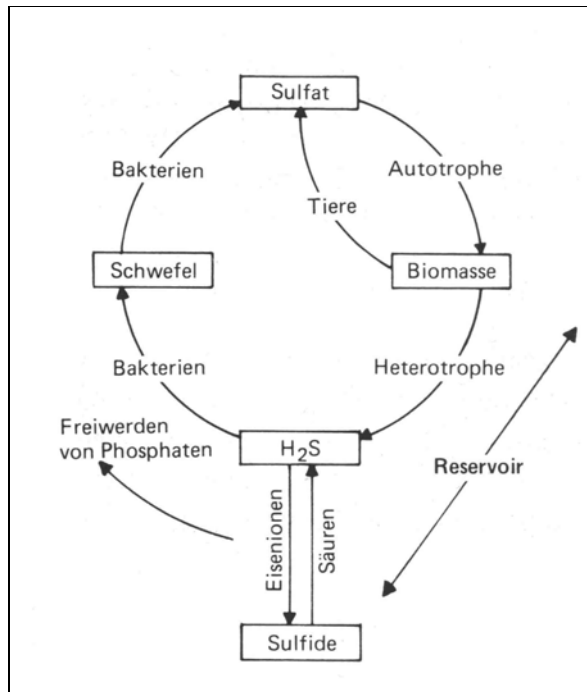


Abb. 94: Schwefelkreislauf (aus: LINDNER 1991)

Schwefel ist ein Element der VI. Hauptgruppe des Periodensystems. Der S ist sowohl für die Pflanzen als auch für die Tiere ein unentbehrlicher Nährstoff. Der Schwefelgehalt der Biomasse liegt in der Regel unter 1% des Trockengewichts (SCHLEGEL, 1981), Mikroorganismen weisen S-Anteile zwischen 0,4 und 0,8% auf (POSTGATE, 1968). Der S-Gehalt in Magmatiten beträgt 0,05 – 0,3 % ; er ist in basischen Gesteinen höher als in sauren Gesteinen und liegt überwiegend in Form der Sulfide von Fe, Cu, und Ni vor. In Sedimenten unter aeroben Verhältnissen liegt der anorganisch gebundene S fast nur in Form von Gips ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) vor. (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1984).

Fester S kann in zwei verschiedenen kristallinen und einer amorphen festen Form auftreten (Polymorphie). Gravierend in Menge und Wirkung ist S, der u.a als Schwefeldioxid-Gas an Blatt- und Rindenoberflächen sorbiert wird und mit dem Regen auf Pflanzen – und Bodenoberfläche gelangt und in diese eindringt. Er hat zusammen mit Nitrat die Versauerung vieler Waldböden stark erhöht und hierdurch die Mineralverwitterung

intensiviert. Mit zunehmendem Energieverbrauch werden durch Kohle-, Erdöl- und Erdgasverbrennung große Mengen an Schwefeldioxid in die Atmosphäre emittiert, die zu einem beträchtlichen Teil mit den Niederschlägen als H_2SO_3 und H_2SO_4 in die Böden gelangen. Es wird somit die Bodenversauerung sowie die Auswaschung von Nährstoffen begünstigt und bei pH-Werten der Böden <5 das Auftreten toxisch wirkender Kationen vor allem Al-Ionen bewirken. Über die mineralische Düngung und über die organische Düngung gelangen beträchtliche Mengen an Schwefel in den Boden. Durch die Mineralisierung der organischen Substanz wird auch S freigesetzt. Pflanzenschutzmittel wie organische Fungizide können bis zu 50 % S enthalten.

Das größte Schwefelreservoir ist mit Abstand der Ozean. Eine Bildung des als Sulfat vorliegenden Schwefels findet in Form von Sulfiden (in anaeroben Bereichen), in Form organisch gebundenen Schwefels (Organismen) und als Sulfate (Evaporite) statt. Das Sulfat des heutigen Meerwassers besitzt weltweit ein konstantes Isotopenverhältnis mit einem Wert von $20,1 \pm 0,3$ % (THODE et. Al. 1961).

Der Schwefelgehalt der Oberflächenproben im Golf liegen im Mittel bei 0,19 %. Betrachtet man die laterale Verteilung (Abb. 94) im Arbeitsgebiet, so zeigt sich, dass die Westhälfte sowohl im Durchschnitt als auch in Bezug auf die Maximalwerte höhere Gehalte aufweist als der östliche Messiniakos. Eine Häufung von höheren Werten ist auch im nordöstlichen Bereich des Golfs festzustellen. Die Probenpunkte mit S-Gehalten über 0,6 % befinden sich zwischen Petalidi und Koroni und in der Nähe der Stadt Kalamata. Außer der schon besprochenen Häufung von höheren Werten im westlichen und nordöstlichen Bereich sind keine Besonderheiten zu konstatieren. Die Gemeinsamkeiten der lateralen Verteilung von Schwefel und der Ton- und Feinsilt-Verteilung kommt in der positiven Korrelation zum Ausdruck.

Die S-Gehalte nehmen in allen Profilen zur Tiefe hin stetig zu (Abb. 95). Die höchsten S-Gehalte wurden in Kern 7 ermittelt, die niedrigsten in Kern 1 und 2 (0,07 %).

Die höchsten S-Gehalten in Kern 7, aus der unmittelbaren Nähe der Hafenstadt Kalamata sind schon aus der Lage des Probennahmeortes zu erklären. In allen Kernen sind Maxima-Werte in der Mitte und im unteren Profilbereich zu verzeichnen.

Die Schwefelprofile des Sediments zeigen, verglichen mit den P-Profilen, einen gegenteiligen Verlauf. Im Bereich der niedrigsten Phosphatgehalte wurden die höchsten Schwefelwerte gemessen und umgekehrt. Vermutlich hat ein Teil des Schwefels im Sediment des Golfs seinen Ursprung in der organischen Substanz. Durch mikrobielle Umsetzung wird S in andere Formen überführt.

Die höchsten Schwefelgehalte weisen Oberflächenproben im Umfeld größerer Städte auf. Hieraus ist zu schließen, dass zumindest ein Großteil der S-Gehalte der Sedimente anthropogen begründet sind (Industrie, Düngemittel, Hausbrand).

Die höheren S-Gehalte sowohl in der Mitte der Profile als auch im unteren Bereich, könnten als Zonen interpretiert werden, in denen der aus der organischen Substanz freigesetzte Schwefel in Form von Sulfidmineralen ausgefällt wird. Nach Bauld (1986) ist Fe-Sulfid die wichtigste Senke für Schwefel in anoxischen Sedimenten.

	Cu	Zn	Mn	Pb	Ni	Co	Cr	Cd	Pb	Fe	Ton	Sand
Oberf.	0,04	-0,23	-0,02	<u>0,37</u>	-0,10	-0,08	0,01	-0,17	0,40	<u>-0,33</u>	0,40	<u>-0,35</u>
Kerne	0,24	<u>0,39</u>	-0,13	0,10	-0,11	-0,02	-0,09	0,25	0,10	<u>0,33</u>	-0,53	0,50

Signifikanzgrenzen: $p = 0,05$ schwach-signifikant, $p = 0,01$ **signifikant**, $p = 0,001$ **hoch-signifikant**

Tab. 40: Korrelationskoeffizienten zwischen Schwefel und anderen wichtigen Parametern

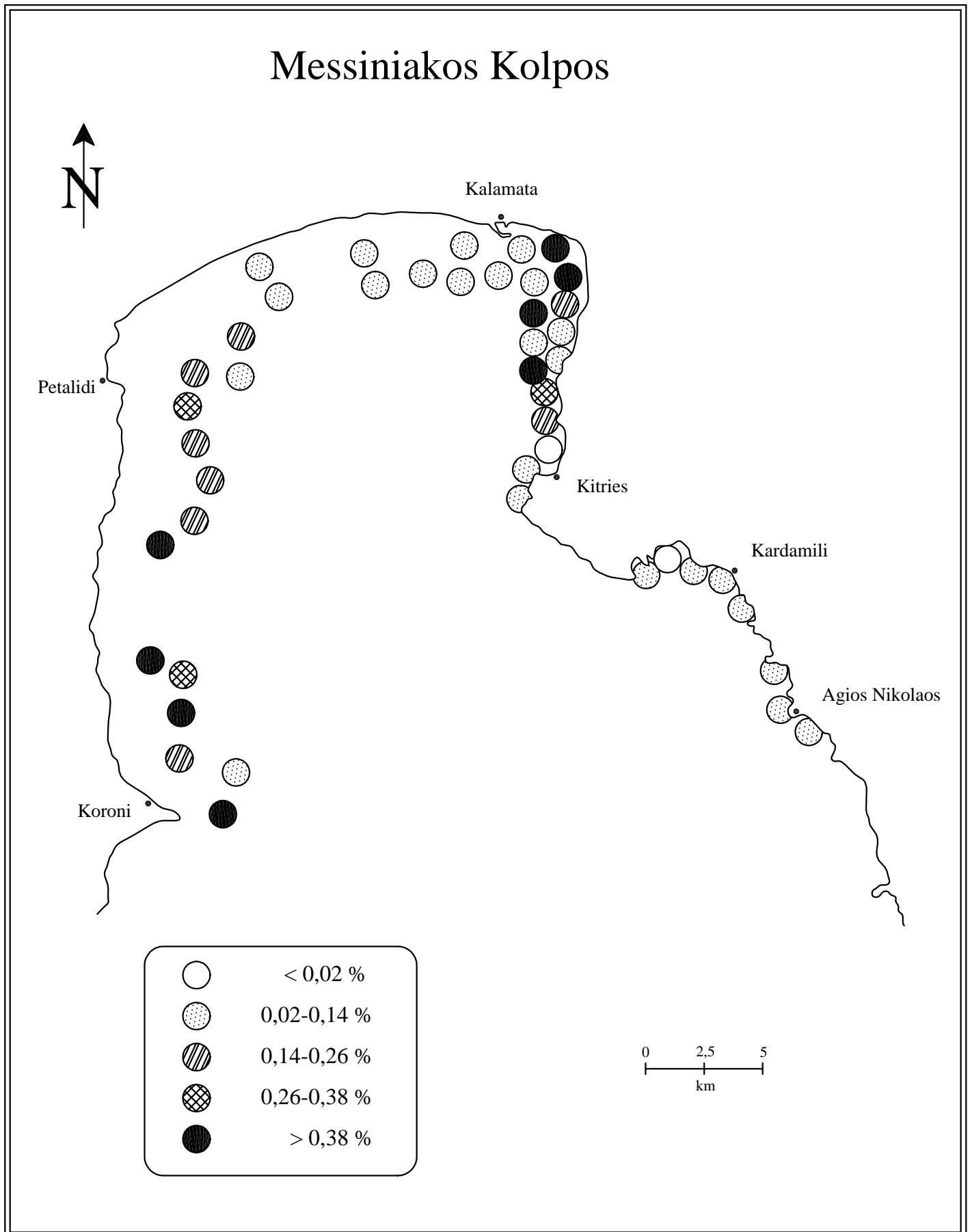


Abbildung 94: Verteilung der Schwefelgehalte im Oberflächensediment

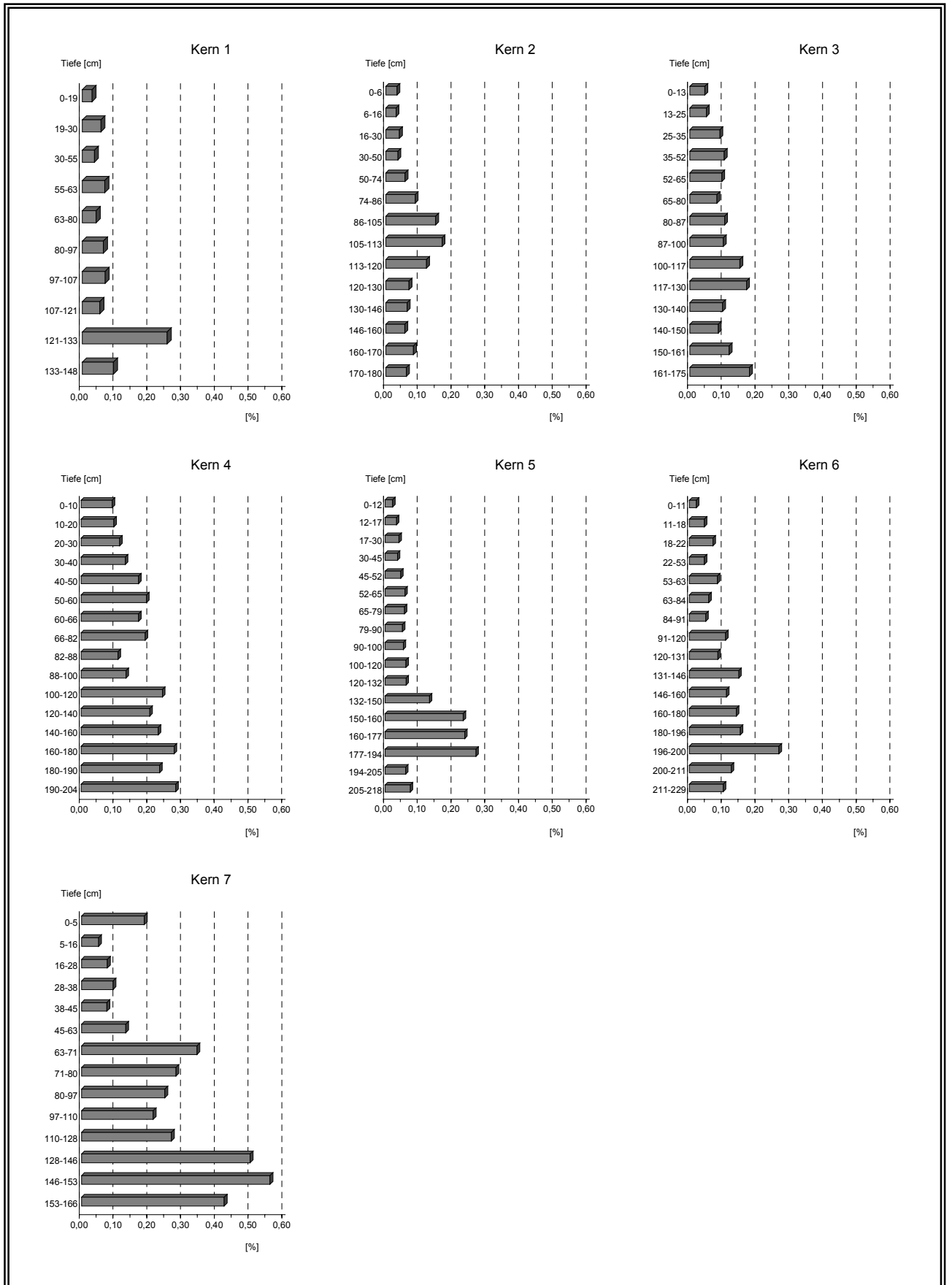


Abbildung 96: Schwefelgehalte der Sedimente der Kerne 1-7

7.5.5.1 Tonminerale

Tonminerale sind feinblättrige Schichtsilikate kolloidaler Größenordnung ($<2 \mu\text{m}$), die als Bestandteile des Bodens und tonhaltiger Sedimente auftreten. Die Tonminerale verleihen tonreichen Böden eine hohe Plastizität, sind in Wasser aufweitbar und haben die Fähigkeit des Ionenaustauschs. Tone bestehen überwiegend aus Phyllosilikaten, die als besonderes Merkmal eine vollkommene Spaltbarkeit senkrecht zur C-Achse der Kristalle besitzen. Durch sie erhalten die Partikel Blättchenform; bei mechanischer Beanspruchung zerbrechen die Blättchen, wodurch sehr feinkörnige Korngemenge mit großen spezifischen Oberflächen entstehen (HELING, 1988).

Die phyllosilikatischen Tonminerale bestehen aus zwei Bauelementen, den Tetraederschichten und den Oktaederschichten. In den Tetraederschichten sind Siliziumatome von vier Sauerstoffen tetraedrisch umgeben. Die Oktaederschichten enthalten Al oder Mg in 6-facher Koordination von OH-Gruppen umgeben.

Tonminerale entstehen vor allem durch Verwitterung im Bodenbereich aus den weniger stabilen Mineralen magmatischer und metamorpher Gesteine. Unter sauren Bedingungen mit starker Drainage entstehen die alkali- und erdalkalifreien Kaolinitminerale, unter basischen Bedingungen mit geringer Drainage bilden sich die Smektit.

(HELING, 1988). Illit bildet sich bei der Verwitterung aus Glimmern und in der Diagenese aus Smektiten. Chlorit bleibt bis in die Diagenese erhalten im Gegensatz zu Kaolinit und Smektit, welche in der Diagenese zu Chlorit bzw. Mixed-Layer Mineralen und Illit umgewandelt werden. Kaolinit und Smektit entstehen bei tropischer Verwitterung vorzugsweise in niederen Breiten, während in höheren Breiten bei weniger intensiver Verwitterung Illit und Chlorit häufiger sind. Das Klima in den Einzugsgebieten der in das Meer entwässernden Flüsse beeinflusst die Tonmineral-Zusammensetzung der Schwebfracht und somit der marinen Sedimente. Im Bereich der Schelfe, besonders im Mündungsgebiet schwebstofftransportierender Flüsse, werden die angelieferten Tonminerale nach ihrer mittleren Korngröße getrennt abgelagert. Kaolinit, das im Allgemeinen größte Tonmineral, herrscht in einer küstennahen Zone vor, zum offenen Meer hin gefolgt von Illit und schließlich von Smektit. Daß jedoch dieser Effekt nicht verallgemeinert werden darf, zeigen z.B. die Sedimente im Golf von Mexiko, wo die von den Flüssen gelieferte Tonmineralgesellschaft von vorwiegend Montmorillonit und Kaolinit verhältnismäßig gleichmäßig in den Bodensedimenten verteilt ist (JOHNS & GRIM 1958, GRIFFIN, 1962). Die Verteilung nach der Korngröße kann durch Flockung, bedingt durch den Elektrolytgehalt des Meerwassers ver-

ändert werden. Der flockende Effekt hängt von der Art der Tonmineralteilchen ab. Marine Sedimente sind im Wesentlichen aus Material, das durch die Flüsse in ihren Einzugsgebiet erodiert und transportiert worden ist zusammengesetzt. Es besteht deshalb ein enger Zusammenhang zwischen den im Erosionsgebiet anstehenden Gesteinen, deren Verwitterungsprodukte und der Zusammensetzung der Sedimente. Aus der Tonmineralogie der Sedimente des Messiniakos kann somit unter Berücksichtigung der anderen Größen auf die geologischen Gegebenheiten in den Einzugsgebieten geschlossen werden.

Wie die Ergebnisse der granulometrischen Untersuchungen zeigen, sind die Oberflächensedimente überwiegend grobkörnig und somit der Anteil der Tonminerale in der Gesamtprobe gering. In den Kernen ist ein höherer Anteil der Tonfraktion zu beobachten.

Am Aufbau des tonigen Anteils der untersuchten Proben in den Sedimenten des Messiniakos sind Kaolinit, Illit und Chlorit beteiligt.

In allen untersuchten Oberflächensedimentproben und Kernen ändert sich der Tonmineralgehalt nur unwesentlich.

Illit ist in allen Proben vertreten und ist das dominierende Tonmineral. Als "Illit" sollen hier diejenigen Tonminerale bezeichnet werden, welche als 10 Å Minerale der Glimmergruppe angehören (GRIM, 1968). Illite stammen aus den Muskovititen der Metamorphite, aus erodierten Tongesteinen und SiO₂-reichen Magmatiten. Es wurden folgende Reflexe gemessen: 8,9 Å (001), 4,97 Å (002), 3,31 Å (003). Durch den Mangel an K fehlen Illite in basischen Gesteinen. In den Sedimenten des Messiniakos scheint der hohe Illitanteil dem zu widersprechen.

Chlorit ist auch in fast allen Proben vertreten. Er wurde anhand seiner charakteristischen Reflexe identifiziert. Es wurde gemessen: 14,14 Å (001), 7,09 Å (002), 4,72 Å (003), 3,54 Å (004), 2,83 Å (005). Die Reflexe werden durch die Glykolbehandlung sowie bei Hitzebehandlung von 350 °C und 550 °C kaum verändert. In einem Fall zerfiel der 7 Å Peak nach Erhitzen auf 550 °C und ein neuer Peak bildete sich bei 8,88 Å. Dies ist auf beginnende Dehydroxylation des eisenreichen Chlorits zurückzuführen (SHIROZU, 1962). Chlorite können auch untergeordnet in Sandsteinen als sekundäre Bildungen auftreten. Vor allem aber in schwach metamorphen Gesteinen. Sie entstehen auch bei der Verwitterung von FeMg-Mineralen aus basischen Magmatiten. Kaolinit war auch in fast allen Proben vertreten. Er wurde an seinem (001) und (002) Reflex neben Chlorit identifiziert. Kaolinit kann bei Verwitterungsprozessen oder durch Einwirkung thermaler bzw. hydrothermalen Wässers auf Alumosilikate besonders Feldspäte entstehen. Die Herkunft der Tonminerale kann man als detritisch erklären, da diese auch in Gesteinsbruchstücken der Sandfraktion vorkommen.

Im Vergleich zu den Untersuchungen von (RYAN, 1971) an Oberflächenproben des östlichen Mittelmeeres besteht keine Ähnlichkeit zu dessen "south-east Aegean assemblage". RYAN charakterisiert diese südöstlich von Kreta gefundenen Tonmineralienassoziationen als 40-60% gut kristallisierten Montmorillonit mit einem Illitgehalt (20-40%) und Chloritgehalt (10-12%) und fast ohne Kaolinit. Die Proben von Messiniakos weisen keinen Montmorillonit, dafür aber mehr Kaolinit auf.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Golf von Messiniakos wurden 45 Oberflächensedimentproben und 7 Kerne im Hinblick auf ihre Belastung mit Nähr- und Schadstoffen untersucht.

Zur Charakterisierung der Sedimente wurden die Korngrößenfraktionen qualitativ getrennt und quantitativ bestimmt. Daraus sind auf Sedimentverteilungskarten die Ablagerungen in tonig-sandige-Silt-Sedimente, in sandige-Sedimente und in Ton Silt bzw. Silt-Ton-Sedimenten, typisiert worden.

Die schematische Abfolge von grobkörnigen Bildungen an der Küste zu feiner werdendem Korn in tieferen Bereichen trifft für die Mehrheit der Sedimentproben zu. Mit zunehmender Wassertiefe und Reliefberuhigung treten feinkörnige Sedimente auf. Die Sedimentation wird aber auch durch den Küstenverlauf, die Strömung, die hydrodynamischen Bedingungen und die submarine Morphologie reguliert.

Die Untersuchungen der Oberflächensedimente und der Sedimentkerne auf die Metalle Fe, Mn, Co, Cr, Ni, Pb, Zn, Cd, Hg und Ag in der Fraktion $<20\mu\text{m}$ ergaben im Allgemeinen eine geringe Schwermetallbelastung des Sediments.

Die Belastung des Messiniakos nimmt einen geringen Grad ein, was auf Grund der geringen Industriedichte in seinem Einzugsgebiet auch zu erwarten war. Der Eintrag des Pamissos ist von geringer Bedeutung für die anthropogene Belastung des Messiniakos.

Die von vielen Autoren als Background verwendeten Daten für präzivilisatorische unbelastete Gesteinsäquivalente (z.B. Tongesteinsstandard nach TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961) werden im Messiniakos besonders von dem Element Chrom überschritten und muss somit als "mäßig belastet" eingestuft werden (Igeo Klasse 2). Die Anwesenheit von Serpentiniten und Metabasalten im Einzugsgebiet spricht für die hohen Chromkonzentrationen in den Sedimenten des Golfs und bildet somit die dominierende geogene Quelle.

Nickel, Blei, Zink, Kobalt und Kupfer überschreiten den Tongesteinsstandard geringfügig. Das ist sowohl auf geogene Quellen, wie auch auf lokale anthropogene Einleitungen zurückzuführen.

Eine in erster Linie geogene Herkunft der Schwermetalle Ni, und Co konnte jedoch aufgezeigt werden. So lässt sich auch bei diesen Metallen der Einfluss der Metabasalte und Serpentinite auf die Zusammensetzung der Golfsedimente erkennen.

Für die Schwermetallgehalte von Zink, und Blei, konnten anthropogene Ursachen nachgewiesen werden.

Die Zusammensetzung der mineralischen Phase weist Quarz, der den wesentlichen Anteil der kristallinen Materie in den Sedimenten des Golfs bildet, Calcit, Dolomit, Feldspäte, Hornblende, Aragonit und die Tonminerale auf.

Die Sedimente des Messiniakos erwiesen sich arm an Corg. und N. Die negative Abhängigkeit zwischen Corg. und N belegt, daß Stickstoff in anorganischer Bindung vorliegt.

Für P_2O_5 ges. kann auch ein mineralischer Anteil (Apatit) angenommen werden. Phosphat korreliert weder mit Corg. noch mit N. Die erhöhten Phosphatgehalte bei den Proben, die in Gebieten größerer Städte liegen, stammen mit Sicherheit aus anthropogenen Quellen.

Der Karbonatgehalt in den Sedimenten des Golfs ist detritischen Ursprungs und steht in engem Zusammenhang zur Lithologie des Einzugsgebietes. Das häufigste Karbonatmineral ist Calcit, gefolgt von Dolomit und untergeordnet Aragonit.

Am Aufbau des tonigen Anteils der untersuchten Proben sind Kaolinit, Illit und Chlorit beteiligt. Illit ist das dominierende Tonmineral in den Sedimenten des Golfs.

Die Tonminerale sind terrigenen Ursprungs und somit ein Spiegel der Ausgangsgesteine und der klimatischen Verhältnisse im Einzugsgebiet.

Die Tonmineralverteilung im Golf dokumentiert sowohl in quantitativer als auch in qualitativer Hinsicht eine ausgeprägte Homogenität, was auch auf die gute Durchmischung des feinkörnigen in Schwebelast transportierbaren Sedimentanteils zurückgeführt werden kann.

Generell betrachtet ist der Golf von Messiniakos von anthropogenen Einflüssen im Wesentlichen frei, die die Meeresumwelt ernsthaft beeinträchtigen könnten.

LITERATURVERZEICHNIS

- ADRIANO, D. C. (1986): Trace elements in the terrestrial environment. Springer, Heidelberg, S. 533.
- AUBERT, H. & PINTA, M. (1977): trace elements in soils. Elsevier, New York, S. 258.
- AUBOUIN, J. (1965): Geosynclines.- Developments in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam, S. 335.
- AUBOUIN, J. , BRUNN, J. H. , CELET, P. , DERCOURT, J. , GODFRIAUX, J. & MERCIER, J. (1963): Esquisse de la geologie de la Grece. – Livre Mem. Paul Fallot, Paris, (Soc. Geol. France), 2: S. 583-610.
- BAULD, J. (1986): Transformation of sulfur species by phototrophic and chemotrophic microbes. In: BERNHARD, M. , BRINKMAN, F. E. & SADLER, P. J. The importance of chemical Speciation in environmental processes, S. 255-273.
- BEAUBIEN, S. , NRIAGU, J. , BLOWES, D. , LAWSON, G. (1994): Chromium speciation and distribution in the Great Lakes. Environ. Sci. Technol, 28, S. 730-736.
- BONATTI, E. & FISCHER, D. E. & JOENSUU, O. & RYDELL, H. S. (1971): Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorus, uranium and thorium in deep sea sediments. – Geochem. Cosmochim. Acta, Oxford. 35, S. 189-201
- BOTHER, M.H. , CARPENTER, R. (1972): Sorption-desorption reaction of mercury with suspended matter in the Colombia River. Symp. Interactions of radioactive contamination with the constituents of the marine environment. Seattle, Wash. , 10-14 July 1972. IAEA-Vienna.
- BRAUNAGEL, L. H. & STANLEY, K. O. (1977): Origin of variegated redbeds in the Cathedral Bluffs Tongue of the Wasatch Formation (Eocene), Wyoming. In

- Füchtbauer H (Hrsg) Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II, Schweitzerbart, Stuttgart. S. 865-876.
- BRONSTEIN, I. N. & SEMENDJAJEW; K. A. (1980): Taschenbuch der Mathematik. 19. Auflage. In: GROSCHE, G. & ZIEGLER, V., Verlag Harri Deutsch, Frankfurt/Main.
- BROOKS, R. R. & PRESLEY, B. J. & KAPLAN, I. R. (1968): Trace elements in the interstitial waters of marine sediments. —Geochem. Cosmochim. Acta, Oxford, S. 397-414.
- BOURG, ACM (1988): Metals in aquatic and terrestrial systems: Sorption, speciation and mobilisation. In: SALOMON, W. , FÖRSTNER, U. , (eds) Chemistry and biology of silid waste. Springer, Berlin Heidelberg New York, S. 3-32
- BUSCINSKY, G. I. (1964): On shallow water origin of phosphorite sediments. — Developments in Sedimentology, 1, Elsevier, Amsterdam, S. 62-70.
- CALVERT, S. E. & PRICE, N. B. (1972): Diffusion and reaction profiles of dissolved manganese in the pore waters of marine sediments. — Earth planet. Sci. Lett. , Amsterdam, S. 245-249.
- CLINE, J. T. & CHAMBERS, R. L. (1974): Numerical investigation of heavy metals in sediments at Sleeping Bear Point, Lake Michigan.- 37th annu. Meet. Amer. Soc. Limnol. Oceanogr., June, S. 23-27. 1
- CLINE, J. T. & UPCHURCH, G. B. (1973): Mode of heavy metal migration in the upper strata of lake sediments. — Proc. 16th Conf. Great Laks Res. , 1973, Ann Arbor, Mich, S. 349-356.
- DUCHART, P. & CALVERT, S. E. & PRICE, N. B. (1973): Distribution of trace metals in the pore waters of shallow water marine sediments. — Limnol. Oceanogr., Lawrence, Kans, 18, S. 605-610.
- ELLENBERG, H. (1982): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. Ulmer, Stuttgart, S. 989.

- ENGELHARDT, W. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen, Sedimentpetrologie Teil III, Schweizerbart, Stuttgart, S. 378.
- EVANS, A.M. (1992): Erzlagerstättenkunde. Enke Verlag, Stuttgart, S. 356
- FÖRSTNER, U. , CALMANO, W. , ACHOER, j. (1982): Heavy metals in bottom sediments and suspended matter from the Elbe, weser and Ems estuaries and from the German Bight (southeastern north Sea) *Thalassia Jugoslavica* 18, 97-122.
- FÖRSTNER, U. MÜLLER, G. (1974): Schwermetalle in Flüssen und Seen als Ausdruck der Umweltverschmutzung. Springer Verlag Heidelberg, S. 225.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II, Schweizerbart, Stuttgart, S. 233-434.
- GEORGOPULOS, A. (1998): Die Erde ein kleiner Planet. Gutenberg Verlag Athen, S. 597
- GERTH, J. (1985): Untersuchungen zur Adsorption von Ni, Zn und Cd durch Tonfraktionen unterschiedlichen Stoffbestandes und verschiedene Bodenkomponenten. – Diss. Univ. Kiel, S. 267.
- GMELIN, L. (1960): Handbuch der Anorganischen Chemie, 34, Quecksilber, S. 1736.
- GOLDSCHMIDT, V. M. In PETRASCHECK, W. E. POHL, W. (1980): Lagerstättenlehre, 3 Aufl. E. Schweizerbart, Stuttgart, S. 339
- GRIFIN, G. M. (1962): Regional clay-mineral facies-products of weathering intensity and current distribution in the northeastern culf of Mexico. *Geol. Soc. Amer-bull*, 73, S. 737-767.
- GRIM, R. E. (1968): Clay mineralogy, Mc. Graw-Hill, New York, S. 582.
- HELING, D. (1988): Ton- und Siltsteine. In FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II, Schweizerbart, Stuttgart, S. 185- 232.

- JAKOBSHAGEN, V. (1986): Geologie von Griechenland. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, S. 363.
- JONS, W. D. & GRIM, R. E. (1958): Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi river delta. – J. sediment. Petrol. , 28, S. 186-199.
- KABATA-PENDIAS, A. & PENDIAS, H. (1984): Trace Elements in Soils and Plants. – 1. Auf., CRC Press, Boca Raton (FL.), S. 315.
- KAZAKOV, A. V. (1937): The Phosphorite facies and the genesis of phosphorites. In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II, Schweizerbart, stuttgart, S. 547-567.
- KITANO, Y. & FUJIYOSHI, R. (1980): Selective chemical leaching of cadmium, copper, manganese and iron in marine sediments. Geochem. J., 14: 1417-1423
- KITANO, Y. & TOKUYAMA, A. & KANAMORI, N. (1968): Measurement of the distribution coefficient of Zinc and Copper between carbonate precipitate and solution. In: PACHINEELAM, S.A. (1975): Untersuchungen über Hauptbindungsarten und die Mobilisierbarkeit von Schwermetallen in fluviatilen Sedimenten. Diss. Univ. Heidelberg, S. 136
- KOONS, R. D. , HELMEKE, P. A. , JACKSON, M. L. (1980): Association of trace elements with iron oxides during rock weathering. Soil, Sci, Soc, Am J 44, S. 155-159
- LEE, G. F. (1975): Role of hydrous metal oxides in the transport of heavy metals in the enviroment. In: KRENKEL P. A. (ed) Heavy metals in the aguatic enviroment.
- LEE, F. Y. & KITTRICK, J. A. (1984b): Elements associated with cadmium in aharbor Sediment as determined with elektron beam microprobe. J. Environ. Qual., 13, S. 337-340.

- LEIPE, T. , TAUBER, F. , BRÜGMAN, L. , IRION, G. , HENNINGS, U. (1998): Schwermetallverteilung in Oberflächensedimenten der westlichen Ostsee (Arkonabecken, Mecklenburger/Lübecker Bucht und Kieler Bucht). S. 137-154
- LI, Y. H. & BISCHOFF, J. & MATIEU, G. (1969): The migration of manganese in the Arctic Basin sediments. – Earth planet. Sci. Lett. , Amsterdam, S. 265-270.
- LYNN, D. C. & BONATTI, E. (1965): Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments. – Mar. Geol., 3: Amsterdam, S. 457-474.
- MASON, B. MOORE C. B. (1985): Grundzüge der Geochemie. Enke, Stuttgart, S. 340.
- MATTHES, S. (1983): Mineralogie. Springer Verlag Heidelberg, S. 448.
- MERIAN, E. , GELDMACHER, V. , MALLINCRODT, M. , MACHATA, G. , NÜRNBERG, H. W. , SCHLIPKÖTER, H. , W. , STUMM, W. (1984): Metalle in der Umwelt: Verteilung, Analytik und biologische Relevanz. Weinheim (Verlag Chemie). S. 722
- MÜLLER, G. (1963): Die rezenten Sedimente im Obersee des Bodensees. Naturwissenschaften 50, S. 350.
- MÜLLER, G. (1967): Methods in sedimentary petrology. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S. 238.
- MÜLLER, G. (1977): Schadstoff-Untersuchungen an datierten Sedimentkernen aus dem Bodensee, Teil III: Historische Entwicklung von N- und P- Verbindungen, – Beziehung zur Entwicklung von Schwermetallen und polycyclischen aromatischen Kohlenwasserstoffen. Z Naturforsch. 32, S. 920-925.
- MÜLLER, G. (1988): Salzgesteine (Evaporite. In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg) Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie Teil II, Schweitzerbart, Stuttgart, S. 435-500.

- MÜLLER, G. , GASTNER, M. (1971): The "Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate in sediments, soil and other materials. *N Jb Min.* 10, S. 466-469
- MÜLLER, G. , TIETZ, G. (1966): Der Phosphorgehalt der Bodensee-Sedimente, seine Beziehung zur Herkunft des Sediment-Materials sowie zum Wasserkörper des Bodensees.- *N Jb Miner Abh* 105, S. 41-62.
- MUNK, H.(1995): Chrom in der Umwelt . *Wasser und Boden* 5, S. 59-64.
- PANAGOS, A. G. & VARNAVAS, S. P. & LAIOS, G. (1984): Heavy metal distribution in the surface sediments from the Kalamata bay, Greece, *Vies Journees Etud. Pollutions, Cannes, C.I.E.S.M.* , S. 405-409.
- PAULING, L. (1962): *Natur der chemischen Bindung.* Verlag Chemie GmbH, S. 620
- PETTIJON, F. J. (1975): Sedimentary Rocks. In FÜCHTBAUER, H. (Hrsg) *Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II*, Schweizerbart, Stuttgart, S. 865-876.
- PIPER, D. Z. (1971): The distribution of Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni and Zn in Framvaren, a Norwegian anoxic fjord. – *Geochim. Cosmochim. Acta.* , Oxford, S. 531-550.
- POSTGATE, J. R. (1968): The sulfur cycle. In: NICKLES, E. ed. *Inorganic sulfur chemistry*, Elsevier, Amsterdam, S. 259-279.
- PRESLEY, B. J. & BROOKS, R. R. & KAPLAN, J. R. (1967): Manganese and related elements in the interstitial water of marine sediments. *Sci.*, Washington, D. C. 158, S. 906-910.
- PERSONIS, K. T. (1981): Presence of Permian-Lower Triassic beds at the base of the Plattenkalk series in Taygetos. Description of a continuous section. – *Ann. Geol. Pays hellen.* , Athen , (I), 30: S. 578-587.
- RASCHID, M. A. (1974): Adsorption of metals on sedimentary and peat humic acids. *Chem. Geol*, 13, S. 115-123.

- REDFIELD, A.C. (1958): The biological control of chemical factors in the environment. *Am Sci* 46, S. 205-225.
- RENZ, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge. – Pragm. Akadem. Athen. , 8: S. 1-171.
- RYAN, W. B. F. & VENKATARATHNAM, K. (1971): Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterr. Sea. *Marine Geology*, 11, S. 261.
- SALOMONS, W. (1980): Adsorption processes and hydrodynamic conditions in estuaries. *Environ. Technol. Letts.* S. 356-365.
- SALOMONS, W. , EYSINK, W. (1981): pathways of mud and particulate trace metals from rivers to the Southern North Sea. In: NIO, S.D. , SCHNETTENHELM, R.T.E. , WEERING T.T.E. van (eds.): *Holocene Marine sedimentation in the North Sea Basin. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* S. 429-450.
- SALOMONS, W. & FÖRSTNER, U. (1984): *Metals in the Hydrocycle.* Springer Verlag, Heidelberg, S. 349.
- SAUERBECK, D. & STYPEREK, (1988): Schadstoffe im Boden, insbesondere Schwermetalle und organische Schadstoffe aus langjähriger Anwendung von Siedlungsabfällen. Teilbericht Schwermetalle. UBA-Texte 16/88, Berlin.
- SCHEFFER, F. , SCHACHTSCHABEL, P. (1984): *Lehrbuch der Bodenkunde.* 12 Aufl. Enke, Stuttgart, S. 442.
- SCHIELE, R. (1984): Mangan. In: MERIAN, E. (Hrsg.): *Metalle in der Umwelt. Verteilung, Analytik und biologische Relevanz,* Verlag Chemie,, Weinheim, S. 722.
- SCHLEGEL, H. G. (1981): Microorganisms involved in the nitrogen and sulfur cycles. In BOTHE, H. , TREBST, A. eds. *Biology of inorganic nitrogen and sulfur,* Springer Verlag, Berlin, S. 3-12.
- SHIROZU, H. (1962): Thermal reaction of iron chlorites, *Clay Sci.* ,1, S. 20-25.

THODE, H. G. et al. (1961): Sulfur isotope geochemistry. In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg) Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie Teil II, Schweizerbart, Stuttgart, S. 435-475.

TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, L. H. (1961): Distribution of elements in some major units of the earth's crust. Bull Geol Soc Am, 72, S. 175-192.

VALETON, I.(1988): Sedimentäre Phosphatgesteine. In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg) Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie Teil II, Schweitzerbart, Stuttgart, S. 543-568.

VARNAVAS, S. P. (1984): Heavy metal distribution in the surface sediments of Patraikos bay, Greece. Proceedings of XXVIII International Congress of the International Commission for the Scientific Exploration of Mediterranean (I.C.S.E.M.), Cannes, France. S. 405-409.

WETZEL, R. G. (1975): Limnology. WB Saunders Co, Philadelphia, Pa, S. 743

ZÜLLIG, H. (1956): Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers, in Schweiz. Z. Hydrol. Nr. 18, S. 7-143.

Anhang

Kernbeschreibung

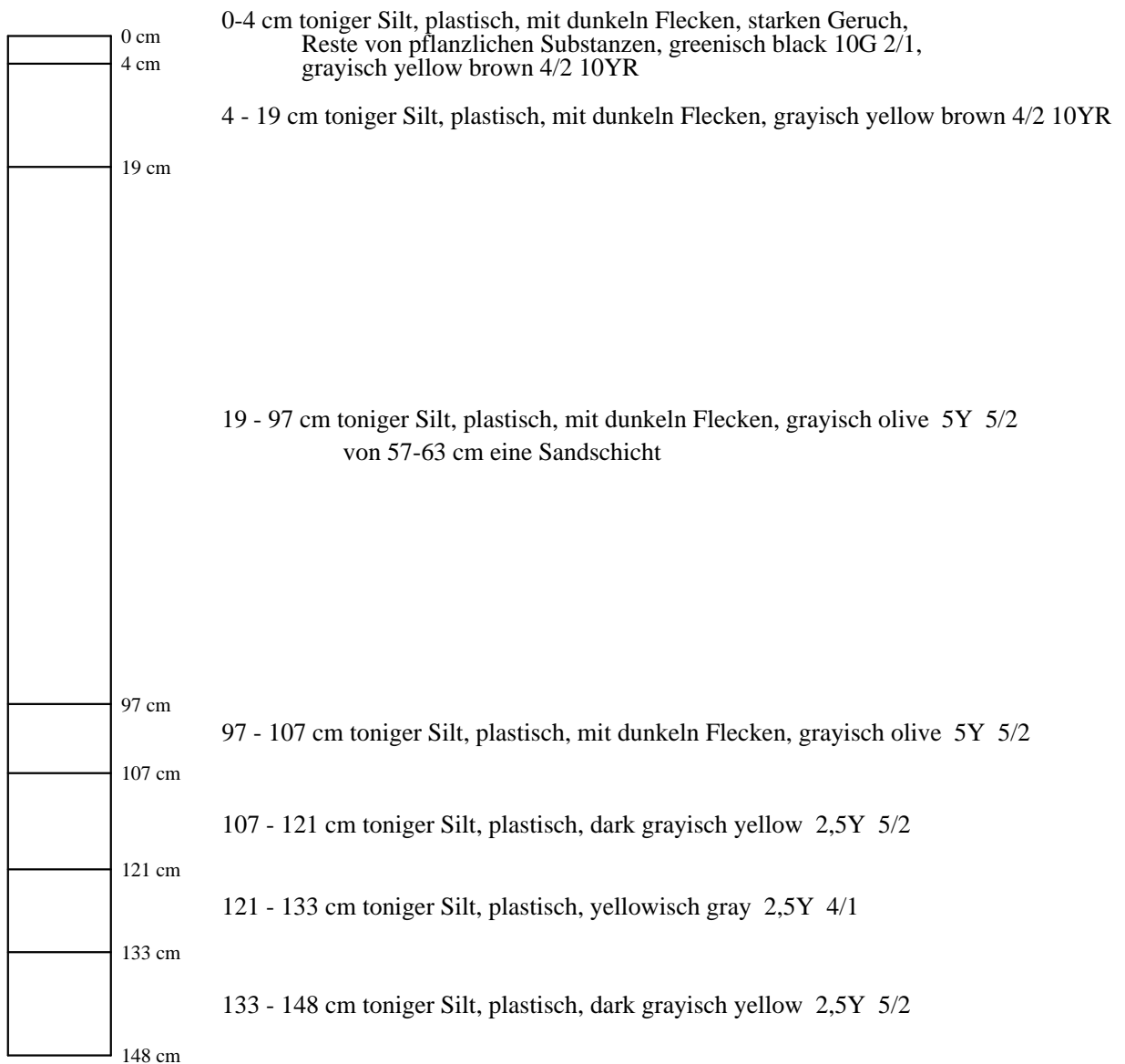


Abbildung A.1 Kern 1

Kernbeschreibung

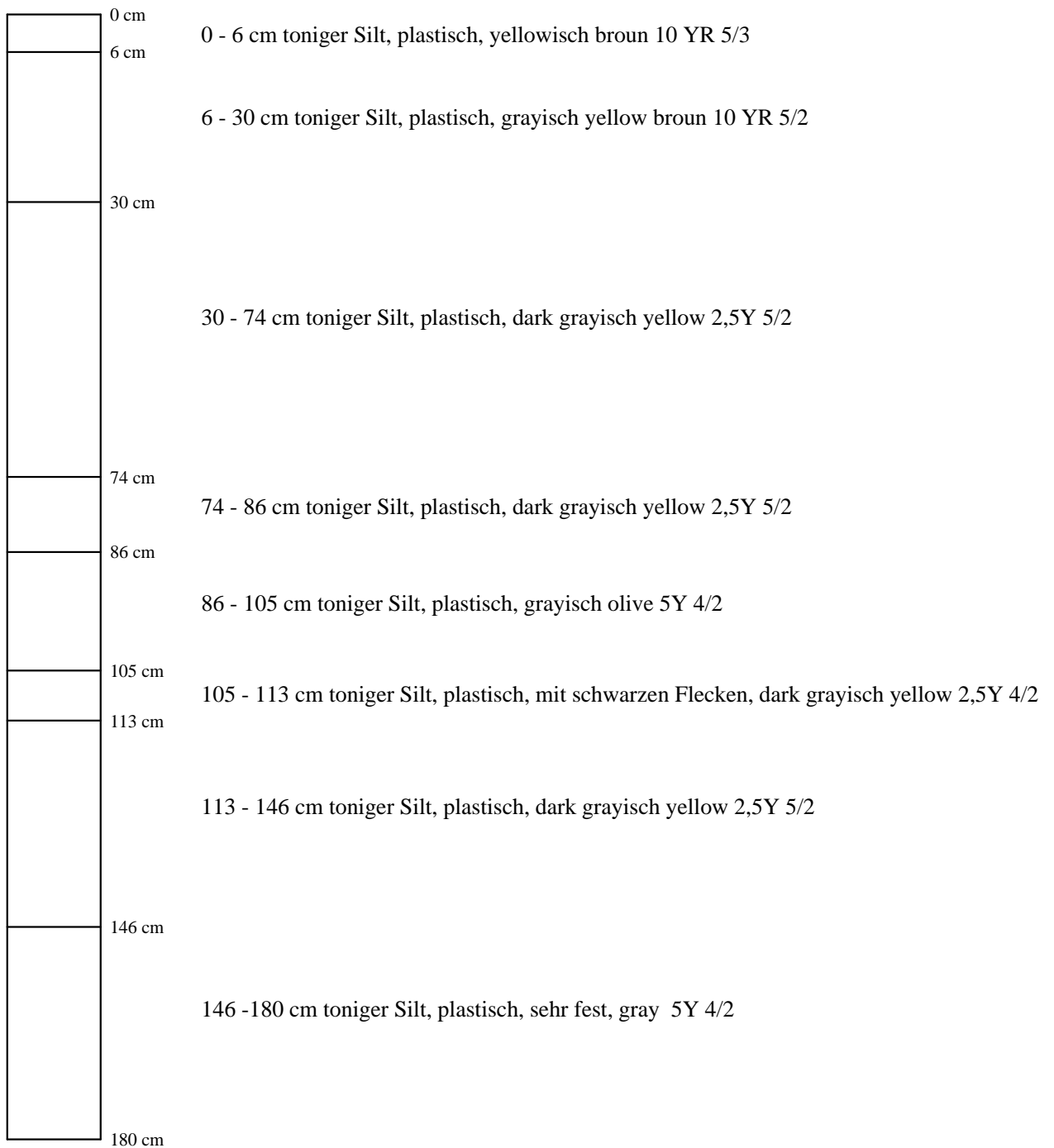


Abbildung A.2 Kern 2

Kernbeschreibung

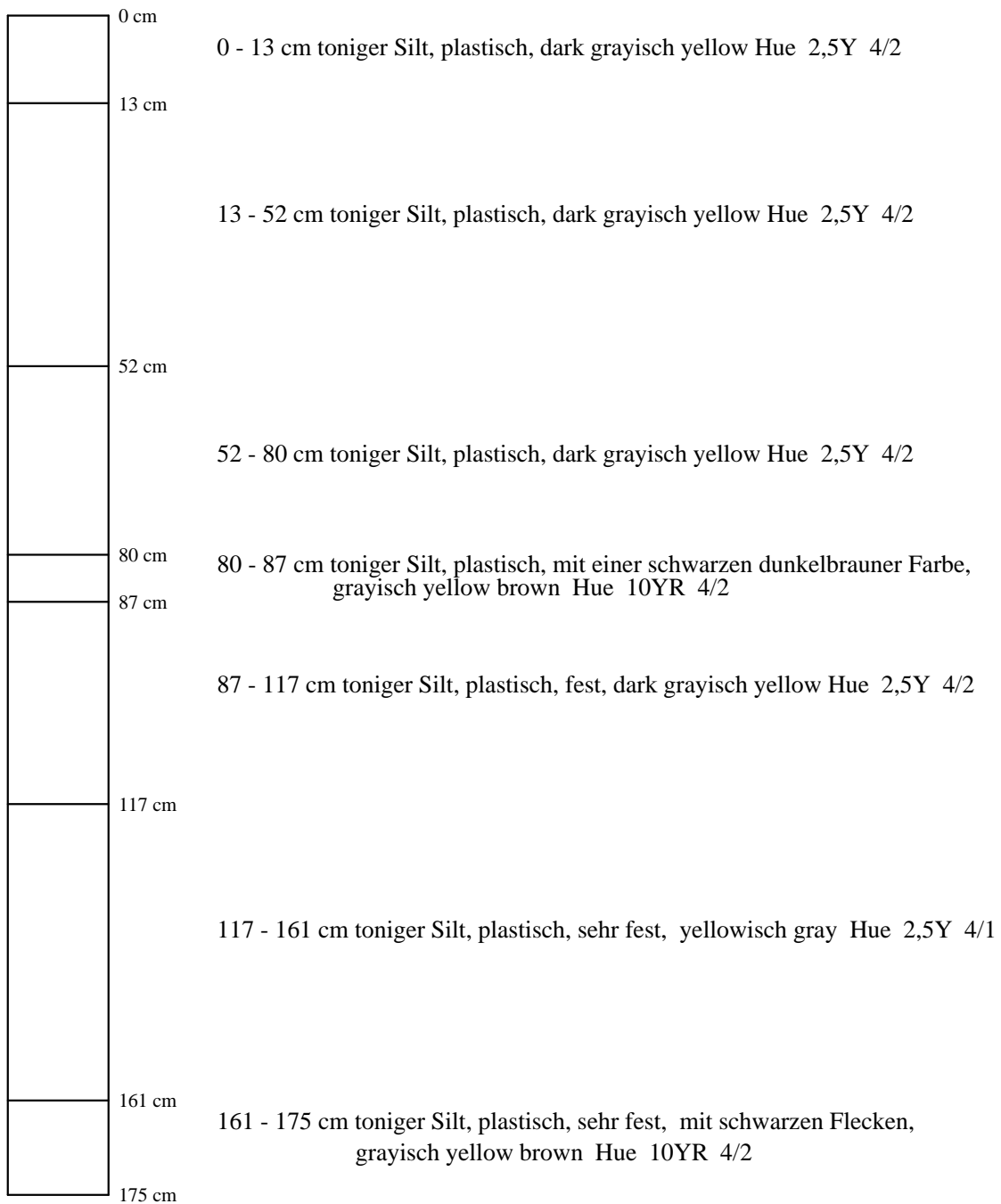


Abbildung A.3 Kern 3

Kernbeschreibung

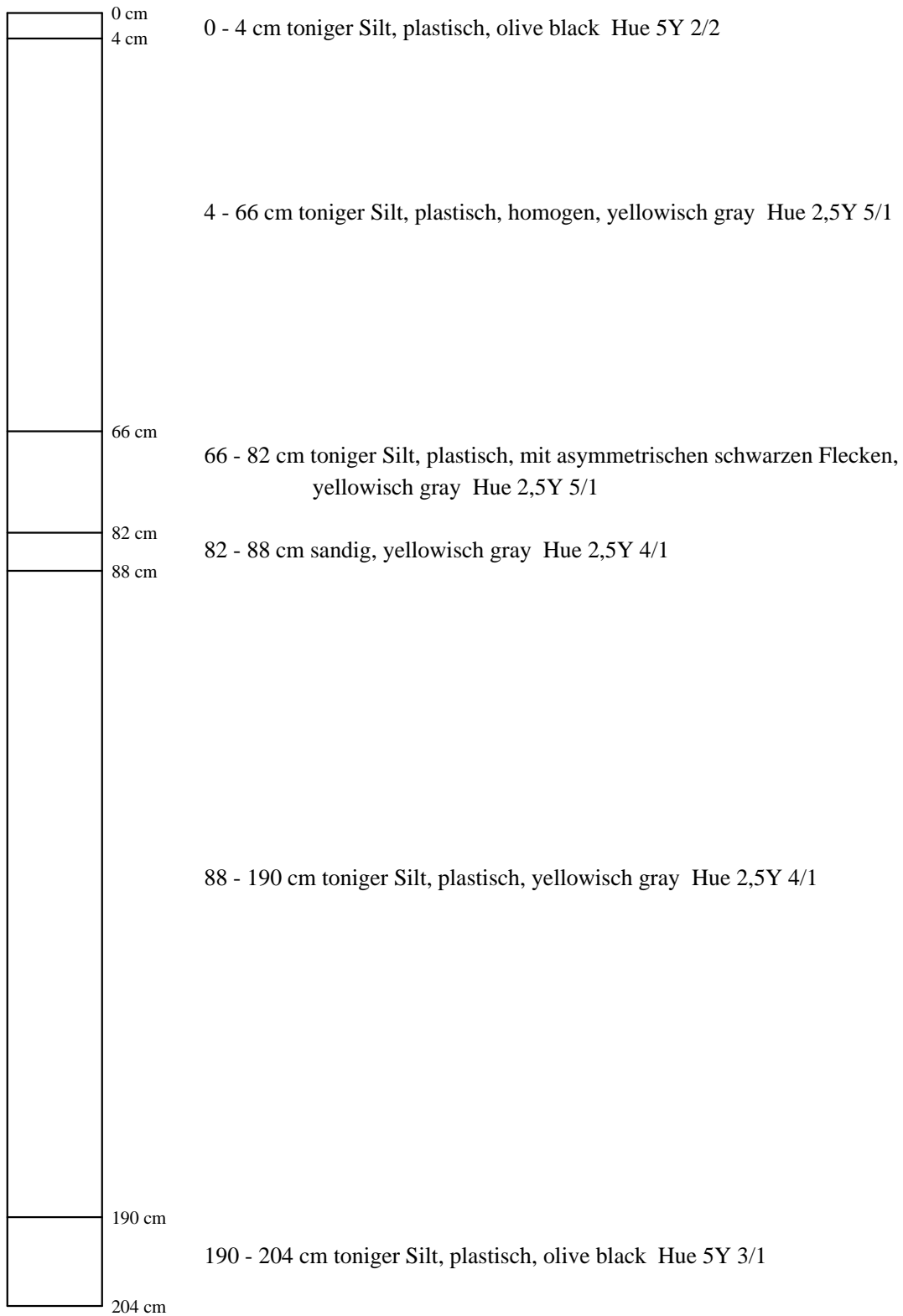


Abbildung A.4 Kern 4

Kernbeschreibung

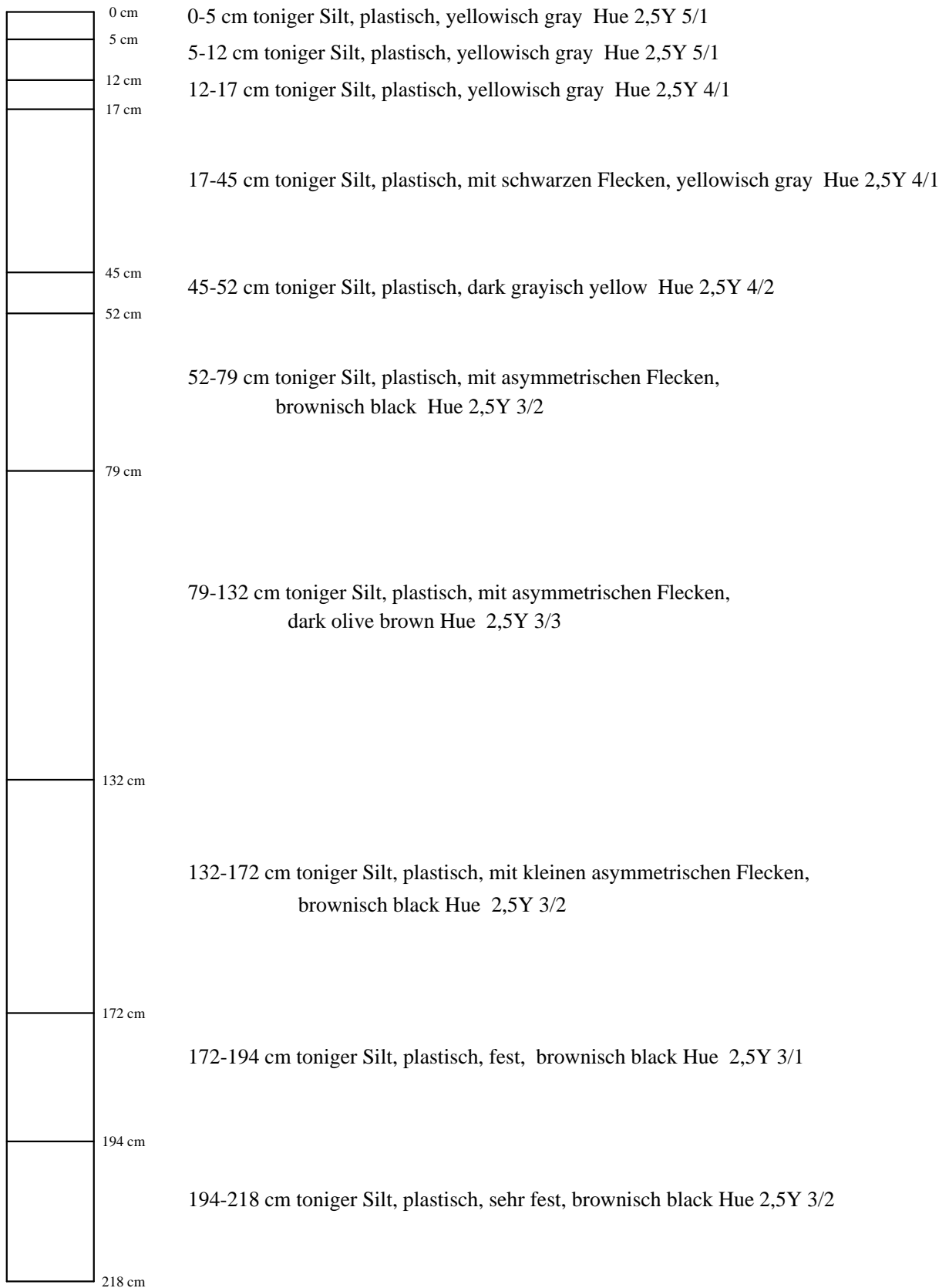


Abbildung A.5 Kern 5

Kernbeschreibung

0 cm	0-11 cm toniger Silt, plastisch, mit schwarzen Flecken, dark grayisch yellow Hue 2,5Y 4/2
11 cm	11 - 18 cm toniger Silt, plastisch, dark grayisch yellow Hue 2,5Y 5/2
18 cm	18 - 22 cm toniger Silt, plastisch, mit einem großen scharzen Fleck, dark grayisch yellow Hue 2,5Y 5/2
22 cm	
	22 - 53 cm toniger Silt, plastisch, mit zwei schwarzen Flecken, dark grayisch yellow Hue 2,5Y 5/1
53 cm	53 - 63 cm toniger Silt, plastisch, dark grayisch yellow Hue 2,5Y 5/2
63 cm	63 - 84 cm toniger Silt, plastisch, yellowisch gray Hue 2,5Y 5/1
84 cm	84 - 91 cm toniger Silt, plastisch, yellowisch gray Hue 2,5Y 5/1
91 cm	
	91 - 120 cm toniger Silt, plastisch, mit zwei schwarzen Flecken, yellowisch gray Hue 2,5Y 5/1
120 cm	120 - 131 cm toniger Silt, plastisch, grayisch yellow Hue 2,5Y 6/2
131 cm	131 - 146 cm toniger Silt, plastisch, dark grayisch yellow Hue 2,5Y 5/2
146 cm	146 - 180 cm toniger Silt, plastisch, fest mit asymmetrischen schwarzen Flecken, yellowisch gray 4/1
180 cm	180 - 211 cm toniger Silt, plastisch, sehr fest, brownisch gray Hue 10YR 4/1
211 cm	211 - 229 cm toniger Silt, plastisch, dark grayisch yellow Hue 2,5Y 5/2
229 cm	

Abbildung A.6 Kern 6

Kernbeschreibung

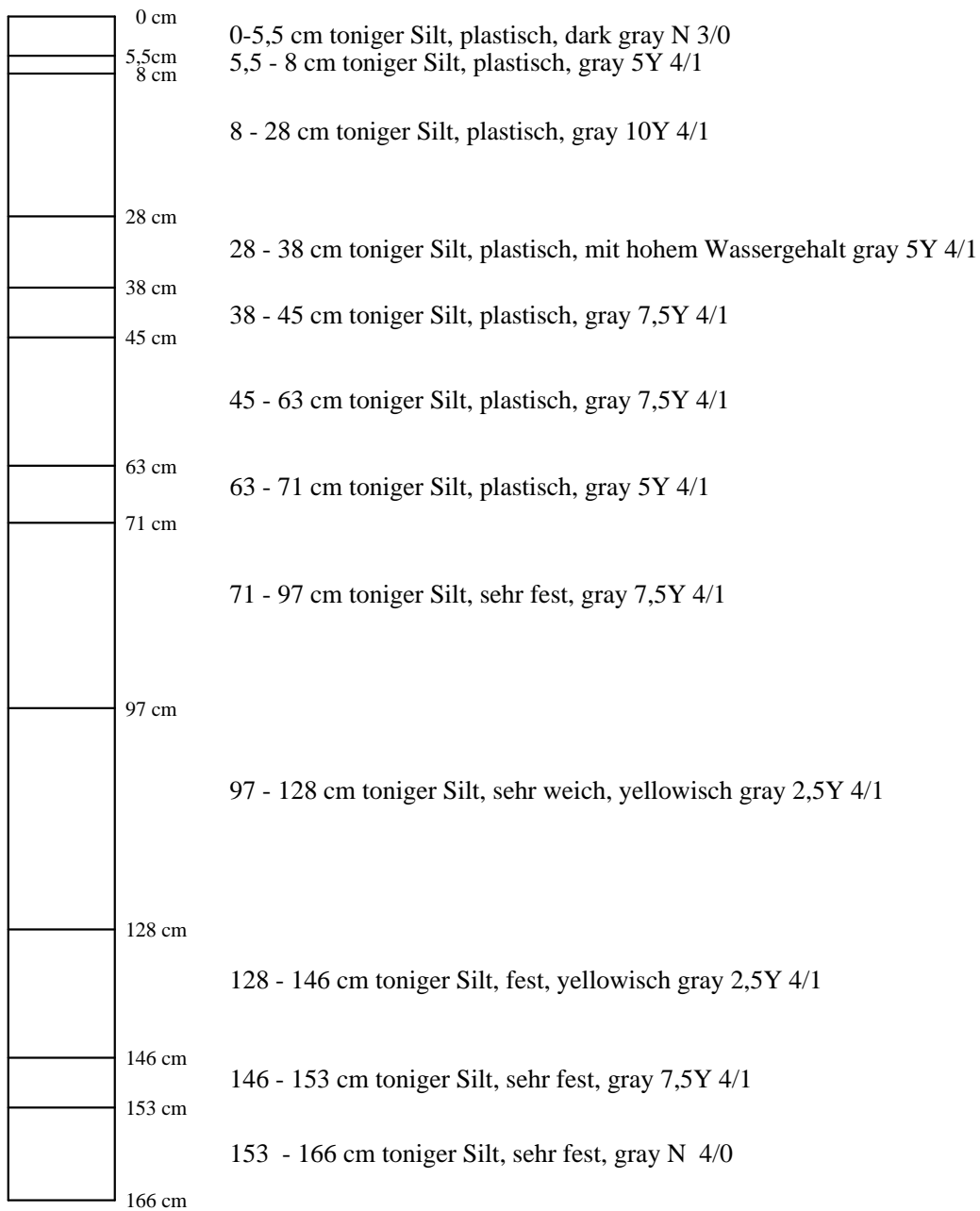


Abbildung A.7 Kern 7

Pr. Nr.	Zn	Fe	Cu	Cd	Pb	Ni	Mn	Ag	Hg	Cr	Co
	mg/kg	g/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
1	129	40,3	27	0,03	14,0	63	317	< 0,02	0,02	300	13,9
2	725	29,1	41	0,04	29,1	83	246	0,61	0,09	390	10,0
3	222	37,6	33	0,03	17,2	81	291	0,35	0,04	347	17,0
4	120	28,6	30	0,02	21,5	91	309	< 0,02	< 0,02	393	13,8
5	157	37,6	33	0,03	16,1	82	332	< 0,02	0,03	343	13,4
6	150	37,1	32	0,02	15,8	78	324	0,10	0,02	344	12,9
7	142	35,5	30	0,02	18,7	73	321	< 0,02	0,03	330	11,7
8	138	35,8	30	0,05	14,6	83	298	< 0,02	0,03	343	15,3
9	99	32,5	35	0,04	27,5	78	332	< 0,02	0,04	303	14,9
10	100	35,0	39	0,05	12,0	104	355	< 0,02	0,00	354	16,8
11	123	38,5	32	0,02	16,8	109	394	0,02	0,04	366	19,7
12	130	38,8	45	< 0,02	33,6	91	315	< 0,02	0,03	331	16,9
13	104	34,6	37	0,03	34,8	83	323	< 0,02	< 0,02	322	14,8
14	102	33,6	37	< 0,02	25,6	79	354	< 0,02	0,03	309	14,0
15	189	36,2	35	0,05	26,5	94	292	0,40	0,02	362	17,2
16	95	27,4	32	0,03	30,2	67	284	0,35	0,02	298	11,1
17	108	34,3	35	0,04	20,1	75	435	0,60	0,03	326	14,3
18	92	32,3	32	0,04	33,2	76	354	< 0,02	0,02	312	14,3
19	108	36,5	40	0,03	43,6	91	402	1,05	0,03	338	15,2
20	106	31,9	35	0,03	42,8	72	284	< 0,02	0,03	312	12,0
21	137	33,7	33	0,02	30,3	90	407	0,05	< 0,02	324	14,5
22	106	33,6	36	0,03	44,3	82	338	1,05	0,02	311	12,1
23	102	35,0	34	< 0,02	24,9	85	431	< 0,02	0,02	310	14,7
24	119	43,3	54	0,04	34,5	115	568	< 0,02	0,03	359	20,0
25	202	45,5	53	0,02	40,8	109	590	< 0,02	0,02	365	21,4
26	217	46,2	54	0,02	44,2	94	626	< 0,02	< 0,02	331	20,4
27	124	45,3	51	< 0,02	32,6	96	659	< 0,02	0,03	310	15,6
28	138	41,9	49	0,02	37,9	118	650	0,05	< 0,02	325	20,0
29	133	44,6	52	0,02	35,6	101	555	0,40	0,03	332	19,8
30	167	44,0	46	0,02	23,0	243	1224	< 0,02	0,03	436	35,4
31	146	46,4	60	0,04	30,0	179	805	0,55	< 0,02	401	24,2
32	132	40,2	54	0,02	24,3	133	673	< 0,02	< 0,02	367	20,8
33	118	40,4	52	0,03	25,8	124	713	< 0,02	< 0,02	357	22,3
34	106	34,3	119	< 0,02	25,1	124	716	< 0,02	0,03	697	20,8
35	94	33,6	51	0,05	26,0	104	646	< 0,02	0,02	334	23,2
36	127	35,6	52	0,03	33,8	116	655	< 0,02	0,02	367	20,7
37	140	37,7	53	0,05	28,8	121	674	< 0,02	0,02	368	21,7
38	105	33,1	45	0,02	34,5	123	697	< 0,02	< 0,02	687	25,1
39	109	36,7	48	0,03	18,8	106	635	< 0,02	0,03	351	20,8
40	121	34,5	44	0,03	32,9	103	484	< 0,02	0,03	344	17,0
41	123	34,8	44	0,03	35,3	115	575	< 0,02	0,02	362	21,4
42	114	33,3	41	0,03	30,7	103	526	< 0,02	0,02	339	17,0
43	110	34,1	47	< 0,02	41,1	106	481	< 0,02	0,03	354	17,3
44	122	35,8	42	0,03	28,3	105	442	< 0,02	< 0,02	350	17,9
45	118	33,0	40	0,03	31,2	108	586	< 0,02	< 0,02	356	17,3

Tabelle A1 : Schwermetalle im Oberflächensediment - Fraktion <20µm

Pr. Nr.	N	CaCo ₃	Corg.	S	P ₂ O ₅	C/N	< 2	2 - 6,3	6,3 - 20	20 - 63	> 63	Ges. Silt
1	0,07	38,0	4,4	0,05	0,27	63,9	1,3	8,2	0,3	1,5	88,6	10,1
2	0,36	38,0	3,9	0,04	0,16	10,8	0,6	1,3	0,5	0,4	97,2	2,2
3	0,23	39,0	3,7	0,04	0,17	15,7	0,4	1,5	0,6	0,3	97,3	2,3
4	0,30	54,0	6,2	0,14	0,17	20,5	1,8	8,9	1,3	1,1	86,8	11,4
5	0,23	69,0	8,0	0,02	0,2	34,8	0,8	2,2	1,2	0,7	95,1	4,1
6	0,20	79,0	7,8	0,02	0,1	38,3	0,8	5,4	1,3	0,9	91,6	7,6
7	0,30	81,0	9,4	0,02	0,24	30,7	1,3	4,9	2,0	0,5	91,4	7,3
8	0,20	69,0	7,7	0,02	0,17	38,2	3,8	27,1	4,7	3,2	61,2	35,0
9	0,13	40,0	5,2	0,05	0,2	39,5	0,8	57,1	26,2	4,0	12,0	87,3
10	0,17	46,0	5,1	0,02	0,19	30,0	1,0	8,4	2,5	0,5	87,6	11,4
11	0,27	45,0	5,0	0,02	0,18	18,6	0,8	5,4	20,7	0,5	72,6	26,6
12	0,34	40,0	6,1	0,21	0,22	17,9	6,6	55,0	8,7	6,0	23,8	69,7
13	0,13	41,0	5,5	0,27	0,26	41,1	9,9	59,5	13,6	9,0	8,0	82,1
14	0,51	34,8	5,2	0,68	0,24	10,1	19,5	30,6	29,7	18,2	2,0	78,5
15	0,43	47,0	5,5	0,06	0,16	12,9	3,1	52,6	3,9	3,3	37,1	59,8
16	0,34	35,0	5,6	0,03	0,2	16,3	12,3	46,1	24,1	14,0	3,5	84,2
17	0,12	55,0	6,9	0,08	0,25	60,3	6,3	38,5	7,1	4,8	43,2	50,5
18	0,26	37,7	5,4	0,43	0,16	20,6	15,4	42,6	23,4	12,0	6,6	78,0
19	0,14	45,0	5,6	0,22	0,2	41,2	9,0	47,9	16,6	8,2	18,3	72,8
20	0,33	37,0	5,7	0,45	0,24	17,1	8,6	48,4	22,4	15,3	5,4	86,0
21	0,10	30,3	4,4	0,10	0,24	43,1	13,8	48,7	27,3	6,6	3,6	82,6
22	0,16	41,0	6,3	0,63	0,16	38,8	13,1	42,6	20,8	14,0	9,5	77,4
23	0,21	28,0	3,8	0,14	0,18	18,4	17,6	30,2	35,1	16,1	1,0	81,4
24	0,21	17,0	2,7	0,03	0,17	13,2	19,2	25,8	33,8	18,6	2,5	78,3
25	0,21	16,0	3,0	0,10	0,19	13,9	18,4	18,1	32,9	23,9	6,4	75,4
26	0,13	12,0	1,9	0,08	0,2	14,3	17,2	20,6	31,0	18,6	12,7	70,2
27	0,07	10,5	1,7	0,03	0,17	25,0	24,7	17,5	32,8	21,6	3,4	71,9
28	0,48	14,0	2,2	0,04	0,2	4,7	25,9	19,6	33,7	20,4	0,4	73,7
29	0,35	12,0	2,0	0,09	0,26	5,8	12,6	40,2	32,5	12,9	1,8	85,6
30	0,37	13,0	1,4	0,03	0,2	3,9	3,8	25,3	2,9	2,1	65,9	30,3
31	0,34	17,5	1,6	0,09	0,2	4,7	9,2	75,0	9,4	2,3	4,1	86,7
32	0,16	20,0	3,3	0,14	0,2	20,3	15,4	51,9	21,5	10,2	1,0	83,7
33	0,58	18,0	3,2	0,09	0,2	5,5	26,6	24,7	28,2	19,5	1,0	72,4
34	0,21	20,0	3,8	0,22	0,2	18,4	28,9	20,2	33,4	16,7	0,8	70,3
35	0,20	22,6	4,0	0,29	0,21	20,0	26,2	24,9	33,1	14,8	0,9	72,8
36	0,03	24,0	4,3	0,21	0,19	129,4	35,0	31,1	22,8	9,8	1,3	63,7
37	0,48	24,0	3,9	0,16	0,21	8,1	32,4	19,3	26,5	21,2	0,6	67,0
38	0,52	25,0	4,3	0,24	0,2	8,3	26,7	24,6	30,2	16,4	2,2	71,1
39	0,06	32,0	4,7	0,41	0,2	72,8	21,7	37,0	19,2	10,1	12,1	66,2
40	0,37	49,5	7,8	0,63	0,2	21,1	24,9	17,3	19,7	18,5	19,6	55,5
41	0,13	38,0	5,2	0,29	0,23	38,5	20,6	25,4	17,8	15,8	20,5	58,9
42	0,14	68,0	8,5	0,52	0,16	62,7	12,0	12,9	9,6	10,7	54,8	33,2
43	0,51	35,0	6,5	0,22	0,16	12,8	23,7	16,0	21,1	20,5	18,7	57,6
44	0,37	39,0	5,6	0,51	0,24	14,9	17,6	27,3	10,6	12,1	32,4	50,1
45	0,13	55,0	6,2	0,12	0,21	48,5	16,8	29,5	12,1	9,3	32,3	50,9

Tabelle A2: Nährstoffe, Korngrößen im Oberflächensediment (Angaben in %)

Kern 1	Fe	Cu	Zn	Mn	Ag	Hg	Ni	Cr	Cd	Co	Pb
Tiefe	g/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
0-19	37	48	97	670	< 0,02	0,06	106	430	< 0,02	23,0	26
19-30	37	97	100	627	0,20	0,05	121	462	0,05	20,8	15
30-55	37	103	103	629	0,40	0,05	117	452	0,07	21,2	14
55-63	35	43	97	645	0,50	0,06	119	454	< 0,02	20,5	24
63-80	34	44	98	592	< 0,02	0,15	118	456	0,02	21,8	17
80-97	34	41	98	595	< 0,02	0,05	117	456	0,09	22,1	15
97-107	35	42	95	664	< 0,02	0,05	119	446	0,07	22,5	15
107-121	38	97	95	600	0,10	0,05	118	470	0,05	20,9	10
121-133	36	99	99	517	0,20	0,05	183	480	0,13	20,5	23
133-148	32	93	92	589	0,20	0,05	98	421	0,11	18,6	13
Kern 2											
0-6	37	42	102	1887	< 0,02	0,05	113	436	0,02	23,0	35
6-16	38	95	96	818	0,20	0,08	140	473	0,05	23,7	25
16-30	39	97	96	723	0,25	0,09	121	449	0,08	21,4	26
30-50	38	94	98	626	0,15	0,12	139	445	0,09	21,1	37
50-74	39	99	95	605	0,25	0,13	116	446	0,07	20,9	12
74-86	32	39	91	593	< 0,02	0,03	109	443	0,07	17,9	27
86-105	35	43	94	622	< 0,02	0,04	119	461	0,08	23,7	17
105-113	30	36	87	683	< 0,02	0,03	102	425	0,07	19,2	16
113-120	34	37	88	699	< 0,02	0,05	100	413	0,06	28,9	22
120-130	36	92	104	647	0,80	0,10	107	426	0,11	21,5	25
130-146	40	101	99	752	0,85	0,08	145	463	0,09	23,8	23
146-160	26	32	80	567	0,02	0,03	93	392	0,07	21,4	19
160-170	37	96	93	596	0,11	0,10	94	397	0,07	21,5	23
170-180	27	33	77	504	< 0,02	0,05	91	386	0,08	15,8	19

Tabelle A3: Schwermetallgehalte der Kerne 1+2

Kern 3	Fe	Cu	Zn	Mn	Ag	Hg	Ni	Cr	Cd	Co	Pb
Tiefe	g/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
0-13	42	109	102	681	0,13	0,11	102	388	0,11	27,2	20
13-25	34	89	101	770	0,13	0,07	112	432	0,12	24,0	7
25-35	39	96	100	810	0,12	0,06	135	472	0,09	26,6	3
35-52	38	98	102	771	0,10	0,06	124	462	0,12	23,4	13
52-65	38	98	104	743	< 0,02	0,06	108	469	0,12	24,6	20
65-80	39	96	100	694	0,09	0,06	135	481	0,12	23,8	14
80-87	39	94	104	770	< 0,02	0,07	113	482	0,12	26,0	14
87-100	39	95	99	836	0,20	0,07	162	497	0,13	26,9	6
100-117	36	91	100	653	0,05	0,07	129	471	0,15	22,9	20
117-130	36	90	93	765	0,28	0,07	123	456	0,15	22,7	22
130-140	37	90	96	782	0,20	0,08	107	412	0,14	22,8	14
140-150	38	99	102	925	< 0,02	0,08	165	489	0,11	20,9	29
150-161	38	95	101	943	< 0,02	0,08	139	474	0,15	22,4	29
161-175	14	41	96	591	0,90	0,26	78	287	0,26	9,0	25
Kern_4											
0-10	42	118	116	682	< 0,02	0,08	155	489	0,05	27,0	25
10-20	39	94	98	789	1,10	0,09	121	455	0,11	22,2	16
20-30	36	97	86	738	0,20	0,11	112	413	0,06	22,1	19
30-40	41	98	96	772	0,20	0,07	148	481	0,11	24,6	28
40-50	41	107	101	707	0,25	0,09	107	397	0,07	24,1	30
50-60	37	87	88	593	< 0,02	< 0,02	100	432	0,09	19,2	10
60-66	37	87	91	630	< 0,02	< 0,02	97	432	0,08	19,7	24
66-82	36	92	97	639	0,35	< 0,02	108	442	0,07	22,1	16
82-88	37	94	88	648	< 0,02	< 0,02	100	401	0,07	19,6	14
88-100	42	108	96	669	< 0,02	0,12	147	462	0,11	22,8	23
100-120	38	108	101	799	1,20	< 0,02	113	421	0,09	24,3	17
120-140	32	82	87	686	0,10	0,05	105	423	0,08	13,6	4
140-160	36	81	91	762	< 0,02	0,05	120	456	0,09	16,3	8
160-180	37	93	87	639	< 0,02	< 0,02	106	436	0,09	20,8	12
180-190	38	92	82	659	< 0,02	< 0,02	106	441	0,13	19,5	10
190-204	38	86	106	605	< 0,02	0,02	104	428	0,10	17,6	11

Tabelle A4: Schwermetallgehalte der Kerne 3+4

Tabelle A5: Schwermetallgehalte der Kerne 5-7

Kern 5	Fe	Cu	Zn	Mn	Ag	Hg	Ni	Cr	Cd	Co	Pb
Tiefe	g/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
0-12	40	105	111	920	0,10	0,11	133	433	0,05	29,5	33
12-17	40	96	92	619	0,11	0,08	115	443	0,09	19,8	21
17-30	35	81	94	700	0,20	0,04	124	455	0,10	14,3	35
30-45	38	97	86	627	0,50	0,09	114	409	0,06	20,0	23
45-52	34	81	107	765	0,26	0,13	125	464	0,09	19,8	27
52-65	32	80	85	730	< 0,02	0,04	106	434	0,09	15,4	10
65-79	41	120	96	802	< 0,02	0,13	148	453	0,10	24,7	22
79-90	38	97	97	807	< 0,02	0,08	139	483	0,09	20,4	13
90-100	38	91	93	715	< 0,02	0,05	114	435	0,06	15,3	20
100-120	37	106	106	678	0,40	0,08	133	450	0,11	25,2	30
120-132	35	90	97	631	0,21	0,09	134	433	0,11	20,9	25
132-150	37	96	95	788	< 0,02	0,08	138	475	0,12	16,0	7
150-160	42	135	100	971	< 0,02	0,02	170	485	0,12	27,3	18
160-177	39	93	101	756	< 0,02	0,05	135	481	0,09	20,4	19
177-194	31	72	81	530	< 0,02	0,05	100	422	0,09	15,9	5
194-205	38	103	103	867	0,09	0,06	124	445	0,08	22,4	26
205-218	37	98	99	755	0,50	0,02	119	431	0,09	21,3	20
Kern_6											
0-11	34	98	114	700	< 0,02	0,02	123	606	0,17	24,0	33
11-18	37	102	114	697	< 0,02	0,02	127	620	0,14	21,0	22
18-22	38	87	100	729	< 0,02	0,02	105	668	0,13	21,6	16
22-53	34	84	101	726	< 0,02	0,03	126	737	0,19	20,7	35
53-63	37	92	109	701	< 0,02	< 0,02	131	696	0,19	22,7	19
63-84	33	38	94	723	< 0,02	0,05	113	442	0,17	17,5	25
84-91	33	38	93	749	0,21	0,06	126	467	0,16	22,7	15
91-120	36	43	100	798	< 0,02	0,06	123	461	0,17	21,2	25
120-131	38	98	150	741	< 0,02	< 0,02	112	737	0,18	23,1	9
131-146	33	39	88	683	0,33	0,06	113	432	0,18	19,2	20
146-160	33	40	99	646	0,33	0,07	118	451	0,18	21,1	23
160-180	38	44	100	744	< 0,02	0,07	134	472	0,19	25,4	10
180-196	38	95	102	640	< 0,02	0,03	112	420	0,19	21,4	18
196-200	38	93	106	618	< 0,02	0,12	149	475	0,17	24,3	17
200-211	34	42	96	740	< 0,02	0,07	108	437	0,17	21,9	10
211-229	34	43	95	743	0,20	0,06	112	440	0,17	22,2	16
Kern_7											
0-5	46	112	139	719	< 0,02	0,27	111	655	0,18	24,1	48
5-16	48	120	126	874	< 0,02	0,10	74	339	0,16	24,8	58
16-28	46	108	113	781	< 0,02	0,07	70	511	0,18	22,3	40
28-38	50	117	123	780	0,10	0,13	66	489	0,19	23,0	42
38-45	36	87	107	642	< 0,02	0,12	63	435	0,18	22,6	27
45-63	46	106	119	749	< 0,02	0,15	71	346	0,15	19,5	47
63-71	47	111	136	715	< 0,02	0,10	116	393	0,17	15,8	32
71-80	40	88	123	597	< 0,02	0,13	76	526	0,12	22,7	46
80-97	38	94	116	538	< 0,02	0,13	110	410	0,18	21,0	18
97-110	41	86	125	682	< 0,02	0,14	139	735	0,18	23,8	23
110-128	42	93	113	590	< 0,02	0,12	94	385	0,19	21,5	19
128-146	51	123	126	571	< 0,02	0,12	167	500	0,11	22,1	30
146-153	49	124	154	752	< 0,02	0,13	64	468	0,13	26,4	44
153-166	46	124	130	933	0,50	0,16	64	340	0,22	26,3	48

Kern 1	N	CaCO ₃	Corg.	S	P ₂ O ₅	C/N	< 2	2 - 6,3	6,3 - 20	20 - 63	> 63	Ges. Silt
Tiefe												
0-19	0,07	20,0	2,68	0,03	0,16	40,8	35,55	15,28	17,21	20,02	11,91	52,51
19-30	0,28	22,0	4,01	0,05	0,17	14,5	43,27	17,36	16,36	16,89	6,12	50,61
30-55	0,21	25,0	3,65	0,04	0,18	17,2	49,64	16,17	16,41	10,39	7,36	42,97
55-63	0,06	23,0	4,52	0,07	0,17	71,0	43,92	15,14	16,27	14,20	10,44	45,61
63-80	0,33	22,0	3,49	0,04	0,18	10,5	56,19	16,78	17,78	8,03	1,19	42,59
80-97	0,28	24,0	3,78	0,06	0,13	13,4	47,20	19,14	17,05	14,34	2,26	50,54
97-107	0,14	28,0	4,10	0,07	0,18	29,1	50,61	17,14	18,28	11,21	2,73	46,63
107-121	0,25	25,0	3,72	0,05	0,17	15,0	52,97	16,51	18,80	10,01	1,69	45,32
121-133	0,31	25,0	3,58	0,25	0,18	11,4	54,52	19,42	20,15	5,18	0,70	44,75
133-148	0,26	32,0	4,65	0,09	0,16	17,9	44,25	17,28	19,41	14,55	4,48	51,24
Kern 2												
0-6	0,17	23,0	3,29	0,03	0,21	18,9	49,51	19,58	24,79	5,35	0,77	49,72
6-16	0,21	25,0	3,43	0,03	0,11	16,6	48,68	18,31	22,82	8,83	1,36	49,96
16-30	0,51	25,0	3,58	0,04	0,18	7,0	48,24	17,28	23,63	10,06	0,80	50,96
30-50	0,24	26,0	3,68	0,04	0,19	15,6	49,02	17,00	23,45	9,65	0,87	50,11
50-74	0,17	34,0	3,18	0,06	0,10	18,4	51,26	18,81	22,56	6,58	0,78	47,96
74-86	0,51	25,0	3,66	0,09	0,15	7,0	48,08	16,41	24,06	10,26	1,18	50,74
86-105	0,17	25,0	3,06	0,15	0,17	18,2	50,76	17,10	21,65	9,39	1,10	48,14
105-113	0,27	25,0	4,26	0,16	0,19	16,0	43,91	17,48	25,58	11,85	1,18	54,91
113-120	0,24	31,0	4,70	0,12	0,18	19,8	38,54	12,57	27,45	20,80	0,63	60,82
120-130	0,17	32,0	4,36	0,07	0,11	26,1	38,97	13,19	27,46	19,05	1,33	59,70
130-146	0,50	34,0	4,56	0,06	0,16	9,0	36,70	12,98	25,19	21,76	3,38	59,92
146-160	0,27	34,0	4,76	0,06	0,19	17,8	25,96	11,69	22,72	34,50	5,13	68,92
160-170	0,20	35,0	4,37	0,08	0,19	22,4	21,07	8,98	25,68	35,66	8,60	70,32
170-180	0,06	36,0	4,77	0,06	0,20	71,6	17,64	6,74	22,10	41,23	12,30	70,06

Tabelle A6: Nährstoffe, Korngrößen der Kerne 1 + 2 (Angabe in %)

Kern 3	N	CaCO ₃	Corg.	S	P ₂ O ₅	C/N	< 2	2 - 6,3	6,3 - 20	20 - 63	> 63	Ges. Silt
Tiefe												
0-13	0,27	16,3	2,72	0,04	0,15	10,1	44,44	17,61	24,59	13,12	0,26	55,31
13-25	0,26	17,0	3,09	0,05	0,24	12,1	39,29	17,69	26,19	16,48	0,34	60,36
25-35	0,20	18,6	2,81	0,09	0,18	13,9	40,36	16,28	22,15	20,47	0,75	58,90
35-52	0,39	18,0	2,94	0,10	0,16	7,6	42,84	17,58	25,22	13,96	0,40	56,76
52-65	0,45	19,5	2,99	0,10	0,14	6,6	43,47	17,24	23,16	10,68	5,45	51,08
65-80	0,35	18,6	3,02	0,08	0,15	8,6	40,38	16,79	25,35	17,05	0,42	59,20
80-87	0,36	17,6	3,00	0,10	0,15	8,2	44,71	16,29	23,66	15,09	0,25	55,04
87-100	0,39	21,0	3,02	0,10	0,15	7,7	42,75	17,06	24,32	15,30	0,58	56,67
100-117	0,17	18,0	2,88	0,15	0,18	16,7	37,85	14,70	24,64	21,55	1,26	60,89
117-130	0,19	20,0	3,18	0,17	0,12	16,5	38,92	14,14	21,86	16,86	8,23	52,85
130-140	0,31	23,0	3,25	0,10	0,17	10,4	38,58	16,36	26,42	17,36	1,29	60,14
140-150	0,19	21,0	2,96	0,08	0,13	15,3	42,10	19,93	23,57	13,49	0,91	56,99
150-161	0,24	20,0	2,96	0,12	0,16	12,1	38,88	14,13	20,73	23,68	2,58	58,54
161-175	0,10	16,0	2,62	0,18	0,15	25,6	49,73	18,58	22,02	9,12	0,55	49,72
Kern_4												
0-10	0,03	16,0	2,43	0,09	0,12	78,0	39,58	19,85	22,07	18,15	0,34	60,08
10-20	0,33	17,6	2,49	0,10	0,16	7,5	38,15	18,63	23,81	19,01	0,40	61,45
20-30	0,43	17,0	2,33	0,11	0,15	5,4	33,66	17,98	26,56	21,39	0,42	65,93
30-40	0,32	18,5	2,61	0,13	0,15	8,2	23,12	14,32	28,38	33,32	0,87	76,01
40-50	0,07	19,5	2,69	0,17	0,16	41,4	22,03	13,75	24,88	38,15	1,20	76,77
50-60	0,38	21,0	2,80	0,19	0,15	7,3	28,30	15,98	28,13	27,01	0,58	71,13
60-66	0,03	22,0	3,03	0,17	0,10	93,2	22,86	0,87	31,16	43,49	1,62	75,52
66-82	0,14	21,5	2,73	0,19	0,04	20,0	22,80	13,04	22,67	33,51	7,98	69,22
82-88	0,13	21,0	2,45	0,11	0,05	18,7	15,32	6,45	11,80	29,88	36,56	48,13
88-100	0,07	19,5	2,69	0,13	0,04	39,2	26,88	13,83	26,90	28,35	4,04	69,08
100-120	0,29	18,3	2,46	0,24	0,14	8,4	33,68	20,57	26,74	18,33	0,68	65,64
120-140	0,13	22,0	2,93	0,20	0,12	22,0	24,26	13,24	34,48	26,81	1,21	74,53
140-160	0,25	20,3	2,89	0,23	0,10	11,7	9,53	5,67	11,83	16,51	56,45	34,02
160-180	0,34	23,2	3,16	0,28	0,04	9,3	19,15	10,19	21,48	43,71	5,47	75,39
180-190	0,23	22,0	2,77	0,23	0,04	12,0	26,59	14,76	28,93	28,67	1,04	72,36
190-204	0,13	21,8	2,78	0,28	0,10	20,8	23,09	13,20	22,76	38,46	2,49	74,42

Tabelle A7: Nährstoffe, Korngrößen der Kerne 3 + 4 (Angabe in %)

Kern 5	N	CaCO ₃	Corg.	S	P ₂ O ₅	C/N	< 2	2 - 6,3	6,3 - 20	20 - 63	> 63	Ges. Silt
Tiefe												
0-12	0,13	18,9	1,89	0,02	0,19	14,4	27,00	25,87	20,98	22,46	3,69	69,31
12-17	0,14	17,0	2,18	0,03	0,19	16,1	30,50	19,51	24,97	21,60	3,41	66,09
17-30	0,26	24,0	2,71	0,04	0,17	10,4	37,56	18,51	26,01	15,68	2,24	60,20
30-45	0,23	24,0	2,67	0,04	0,20	11,5	44,60	20,61	23,85	10,21	0,73	54,67
45-52	0,24	24,8	2,84	0,05	0,17	12,1	34,43	17,91	28,12	17,66	1,89	63,69
52-65	0,14	24,6	2,87	0,06	0,22	21,1	44,58	22,35	21,87	10,63	0,57	54,85
65-79	0,13	26,6	3,38	0,06	0,17	26,7	42,71	19,77	24,95	11,78	0,79	56,50
79-90	0,17	24,0	2,67	0,05	0,19	15,5	50,54	21,70	17,77	9,41	0,58	48,88
90-100	0,38	23,5	2,91	0,05	0,20	7,5	51,39	20,84	19,27	7,83	0,67	47,94
100-120	0,27	21,6	2,74	0,06	0,19	10,2	50,28	22,08	18,68	7,55	1,42	48,31
120-132	0,41	25,0	3,00	0,06	0,19	7,3	46,26	22,43	20,64	9,85	0,82	52,92
132-150	0,20	27,6	3,20	0,13	0,18	15,8	44,80	19,40	23,12	11,09	1,60	53,60
150-160	0,24	21,3	2,69	0,23	0,23	11,4	49,32	21,08	22,12	6,96	0,52	50,16
160-177	0,24	26,6	2,86	0,24	0,17	11,8	36,62	19,25	25,88	17,21	1,05	62,33
177-194	0,44	26,0	2,74	0,26	0,18	6,2	41,17	15,62	20,67	19,14	3,41	55,43
194-205	0,09	24,5	2,88	0,06	0,16	31,9	41,67	18,69	21,47	16,44	1,73	56,60
205-218	0,28	25,0	3,91	0,07	0,19	14,2	35,64	16,42	26,45	19,66	1,82	62,54
Kern_6												
0-11	0,03	15,0	2,44	0,02	0,17	73,9	43,06	18,88	23,53	12,71	1,83	55,11
11-18	0,16	15,0	2,16	0,04	0,18	13,1	45,20	23,97	23,94	6,50	0,39	54,41
18-22	0,07	17,0	2,73	0,07	0,18	41,3	46,47	23,98	16,28	11,33	1,94	51,58
22-53	0,26	20,0	2,99	0,04	0,21	11,7	52,41	18,89	20,19	7,86	0,65	46,94
53-63	0,13	21,6	2,82	0,08	0,21	22,1	47,85	22,39	23,17	5,97	0,61	51,54
63-84	0,03	24,0	2,93	0,06	0,17	90,4	54,34	18,76	20,30	5,91	0,69	44,97
84-91	0,32	25,0	3,09	0,05	0,18	9,5	54,33	14,53	25,09	5,19	0,86	44,81
91-120	0,41	23,0	2,71	0,11	0,18	6,6	57,88	18,29	19,35	4,01	0,47	41,65
120-131	0,13	22,5	2,56	0,08	0,18	19,5	34,76	30,36	23,22	10,58	1,07	64,17
131-146	0,25	23,0	3,02	0,15	0,19	11,8	46,65	24,23	19,97	8,28	0,87	52,48
146-160	0,21	24,0	3,00	0,11	0,19	14,4	46,33	15,22	25,16	12,08	1,20	52,46
160-180	0,23	22,0	2,46	0,14	0,18	10,7	46,18	22,43	29,14	0,93	1,32	52,50
180-196	0,60	20,0	3,11	0,15	0,15	5,2	40,11	22,56	30,57	5,80	0,96	58,93
196-200	0,46	20,0	3,01	0,26	0,20	6,6	36,93	20,86	27,38	12,85	1,97	61,10
200-211	0,21	24,2	3,08	0,12	0,16	14,9	49,65	20,50	23,37	5,62	0,86	49,49
211-229	0,14	25,6	3,22	0,10	0,17	23,7	51,00	22,55	23,90	1,18	1,37	47,63
Kern_7												
0-5	0,42	7,0	2,97	0,19	0,20	7,1	25,93	17,71	28,60	13,91	13,85	60,22
5-16	0,24	5,0	0,99	0,05	0,17	4,1	25,19	19,71	33,34	13,99	7,78	67,03
16-28	0,28	5,0	1,25	0,08	0,18	4,4	20,56	20,87	41,63	15,90	1,04	78,40
28-38	0,36	7,0	1,24	0,09	0,20	3,4	21,00	18,03	35,05	16,45	9,47	69,52
38-45	0,24	5,0	1,01	0,08	0,17	4,2	20,28	18,43	37,39	22,08	1,82	77,90
45-63	0,33	6,0	1,37	0,13	0,18	4,2	21,31	20,91	39,21	17,23	1,35	77,35
63-71	0,42	7,0	1,76	0,34	0,19	4,2	21,46	16,41	38,67	20,62	2,84	75,70
71-80	0,32	9,0	1,79	0,28	0,20	5,5	24,37	18,79	33,43	18,36	5,05	70,58
80-97	0,24	16,0	2,42	0,25	0,18	10,3	30,98	13,54	26,84	27,73	0,90	68,12
97-110	0,23	15,0	2,28	0,21	0,21	9,9	43,82	15,86	24,94	7,94	7,45	48,73
110-128	0,47	14,0	1,88	0,27	0,15	4,0	17,59	8,33	19,98	19,68	34,43	47,99
128-146	0,06	11,0	1,70	0,50	0,14	28,3	12,70	18,50	24,70	9,55	34,55	52,75
146-153	0,18	5,0	1,98	0,55	0,14	11,0	10,40	10,25	17,55	15,41	46,39	43,21
153-166	0,24	5,0	0,86	0,42	0,14	3,4	13,36	14,53	28,38	24,38	19,36	67,28

Tabelle A8: Nährstoffe, Korngrößen der Kerne 5 - 7 (Angabe in %)

Tabelle A9: Lage der mittlere Wassertiefe der Obflächensedimentproben

Proben Nr.	Tiefe in [m]	Probenentnahmegebiet
1	14	Agios Nikolaos
2	8	Kalogrias
3	10	Kalogrias
4	27	Kalogrias
5	4	Kardamili
6	6	Kardamili
7	12	Kardamili
8	40	Kardamili
9	49,5	Kitries
10	5	Akrogiali
11	3	Paliochora
12	23	Paliochora
13	23	Mikra Mantinia
14	39	Mikra Mantinia
15	23	Mikra Mantinia
16	7	Mikra Mantinia
17	57	Mikra Mantinia
18	29,5	Verga
19	33	Verga
20	19	Almyros
21	39	Almyros
22	19,5	Almyros
23	39	Elise
24	48	Kalamata
25	24	Kalamata
26	56,5	Kalamata
27	71	Kalamata
28	6,5	Motor Öl
29	37	Motor Öl
30	6,5	Pamissos
31	20	Pamissos
32	34	Aquarius
33	63	Analyphsis
34	37	Analyphsis
35	31	Petalidi
36	36	Petalidi
37	47	Petalidi
38	47	Charani
39	29	Charani
40	18	Agios Andreas
41	38	Agios Andreas
42	37	Nea Koroni
43	28	Kompi
44	37	Koroni
45	65	Vunaria

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich während der Genese dieser Arbeit unterstützt haben.

Mein herzlicher Dank gilt meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. G. Müller für die Überlassung des Themas zu dieser Arbeit, seine stete Hilfsbereitschaft und die gewährte Möglichkeit zur selbständigen Durchführung dieser Arbeit.

Herrn Prof. Dr. D. Heling danke ich sehr für die Bereitschaft, das Korreferat zu dieser Arbeit zu übernehmen.

Für seine große Hilfsbereitschaft und die Unterstützung bei technischen Fragen, sowie die Durchführung der XRF – Analysen danke ich recht herzlich Herrn Manfred Gastner.

Für die vielen Anregungen, hilfreichen Diskussionen und für die Durchsicht des Manuskriptes, möchte ich mich bei Herrn Dr. A. Yahya sehr bedanken.

Ferner gilt mein Dank Frau Dipl. Min. D. Eggersrglüß für die Unterstützung bei den analytischen Arbeiten.

Großen Dank schulde ich meinen Eltern, die mir mein Studium und damit die Grundvoraussetzung für diese Arbeit ermöglichten.

Mein besonderer Dank gilt meinem Mann für die aktive Mitarbeit bei der Probenahme und Probenvorbereitung, sowie die wissenschaftliche Betreuung, die liebevolle Unterstützung und das große Verständnis in allen Phasen.

Nicht zuletzt möchte ich mich ganz besonders bei meinen Kinder danken für ihre Geduld insbesondere in Zeiten der Arbeitshektik.

Die Friedrich-Naumann-Stiftung hat diese Arbeit durch ein Förderungs-Stipendium unterstützt.