

# UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI TRIESTE

Sedi Consorziato: Università degli studi di Genova  
Università degli studi di Urbino

DOTTORATO DI RICERCA IN  
SCIENZE AMBIENTALI (SCIENZA DEL MARE)  
XII CICLO

EVENTI PALEOCLIMATICI TARDO-QUATERNARI IN AREE  
MEDITERRANEE (MAR ADRIATICO), ANTARTICHE (MARE DI  
ROSS) E PERIANTARTICHE (STRETTO DI MAGELLANO)

TUTORE

Chiar.mo Prof. A. Brambati  
Dipartimento di Scienze Geologiche  
Ambientali e Marine  
UNIVERSITA' di TRIESTE

DOTTORANDA

Dott.ssa Cristinamaria Salvi

COORDINATORE

Chiar.mo Prof. A. Brambati  
Dipartimento di Scienze Geologiche  
Ambientali e Marine  
UNIVERSITA' di TRIESTE

...."più che per quello che ho scritto  
preferisco vantarmi per ciò che ho letto"..  
(Jorge Luis Borges)

**a Francesco e Carolina**

## INDICE

<b>1 - INTRODUZIONE</b> .....	<b>1</b>
<b>2 - MATERIALI E METODI</b> .....	<b>4</b>
2.1 - Ubicazione delle carote .....	4
2.2 - Metodologie di laboratorio .....	4
<b>3 - I MINERALI ARGILLOSI</b> .....	<b>12</b>
3.1 - Origine dei minerali argillosi .....	14
<b>4 - I CARBONATI E LA SOSTANZA ORGANICA NEI SEDIMENTI</b> .....	<b>16</b>
4.1 - La sedimentazione carbonatica in acque temperate e fredde .....	16
4.2 - La sostanza organica .....	18
<b>5 - I FORAMINIFERI PLANCTONICI E BENTONICI ALLE MEDIE E ALTE LATITUDINI</b>	<b>20</b>
<b>6 - GLI ISOTOPI DELL'OSSIGENO E DEL CARBONIO</b> .....	<b>23</b>
<b>7 - IL MARE ADRIATICO</b> .....	<b>25</b>
7.1 - Studi pregressi: Il tardo Quaternario nel Mediterraneo .....	25
7.2 - Geomorfologia del Mar Adriatico .....	27
7.3 - Origine ed evoluzione del Mar Adriatico .....	29
7.4 - Evoluzione tardo-quadernaria in dettaglio .....	31
7.5 - Sedimentologia .....	32
7.6 - Idrologia .....	33
<b>8 - RISULTATI CAROTA ADR97 1</b> .....	<b>35</b>
8.1 - Analisi radiografiche e descrizione macroscopica .....	35
8.2 - Descrizione microscopica speditiva della frazione sabbiosa .....	36
8.3 - Discussione .....	38
8.4 - Contenuto in acqua .....	39
8.5 - Suscettività magnetica .....	39
8.6 - Discussione .....	39
8.7 - Datazioni con il radiocarbonio .....	40
8.8 - Parametri granulometrici .....	41
8.9 - Discussione .....	42
8.10 - Mineralogia della carota ADR 1 .....	43
8.11 - Discussione .....	44
8.12 - Il carbonato di calcio .....	47
8.13 - Carbonio organico ed azoto .....	48
8.14 - Discussione .....	48
8.15 - Indagine micropaleontologica .....	50
8.16 - Discussione .....	53
8.17 - Analisi statistica multivariata .....	54
8.18 - DISCUSSIONE GENERALE - CAROTA ADR97 1 .....	59

<b>9 - LO STRETTO DI MAGELLANO .....</b>	<b>66</b>
9.1 - Lineamenti geografici.....	66
9.2 - Origine ed evoluzione.....	67
9.3 - Assetto strutturale .....	69
9.4 - Lineamenti climatici.....	70
9.5 - Le Glaciazioni.....	71
9.5.1 - Le glaciazioni nel quaternario .....	71
9.6 - Olocene .....	73
9.7 - Sedimentologia.....	74
9.8 - Idrologia.....	75
<b>10 - RISULTATI CAROTA SESSO10 .....</b>	<b>77</b>
10.1 - Analisi radiografiche e descrizione macroscopica.....	77
10.2 - Descrizione microscopica speditiva della frazione sabbiosa .....	78
10.3 - Discussione.....	81
10.4 - Contenuto in acqua.....	81
10.5 - Suscettività magnetica.....	82
10.6 - Discussione.....	82
10.7 - Datazioni con il radiocarbonio .....	83
10.8 - Parametri granulometrici .....	83
10.9 - Discussione.....	84
10.10 - Mineralogia della carota SESSO10.....	85
10.11 - Discussione.....	86
10.12 - Il carbonato di calcio .....	87
10.13 - Carbonio organico ed azoto.....	87
10.14 - Discussione .....	88
10.15 - Variazioni isotopiche ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ) .....	90
10.16 - Discussione.....	91
10.17 - Analisi statistica multivariata .....	92
10.18 - DISCUSSIONE GENERALE - CAROTA SESSO95 10.....	96
<b>11 - L'ANTARTIDE .....</b>	<b>100</b>
11.1 - Geologia.....	101
11.2 - Lineamenti climatici .....	103
11.3 - Glaciologia .....	104
11.3.1 - Le calotte glaciali .....	105
11.4 - L'oceano Antartico .....	107
<b>12 - IL MARE DI ROSS .....</b>	<b>110</b>
12.1 - Geologia .....	110
12.2 - Geomorfologia.....	111
12.3 - Oceanografia .....	112
12.4 - Sedimentologia .....	112
12.4.1 - Sedimenti superficiali di piattaforma.....	113
12.4.2 - Depositi glaciali antichi.....	114
12.5 - Erosione e trasporto glaciale .....	114

<b>13 - RISULTATI CAROTA ANTA96 5bis</b> .....	<b>116</b>
13.1 - Analisi radiografiche .....	116
13.2 - Descrizione macroscopica .....	117
13.3 - Descrizione microscopica speditiva della frazione sabbiosa .....	119
13.4 - Discussione.....	121
13.5 - Datazioni radiometriche.....	122
13.6 - Contenuto in acqua.....	123
13.6 - Contenuto in acqua.....	123
13.7 - Suscettività magnetica.....	123
13.8 - Proprietà fisiche .....	124
13.9 - Discussione.....	125
13.10 - Parametri granulometrici.....	125
13.11 - Discussione.....	127
13.12 - Mineralogia del sedimento tal quale .....	128
13.13 - Mineralogia della frazione argillosa .....	128
13.14 - Discussione.....	129
13.15 - Carbonio organico ed azoto .....	130
13.16 - Discussione .....	131
13.17 - Indagine micropaleontologica .....	132
13.18 - Discussione .....	133
13.19 - Analisi statistica multivariata .....	134
13.20 - DISCUSSIONE GENERALE - CAROTA ANTA96 5BIS.....	138
<b>14 - CONCLUSIONI</b> .....	<b>146</b>

#### **BIBLIOGRAFIA**

## 1 - INTRODUZIONE

Gli ultimi 130000 anni hanno visto il clima globale caratterizzato da periodiche variazioni legate a periodi interglaciali e glaciali.

Anche se vi sono ancora delle ambiguità in termini di errore nelle tecniche di datazione geologica che non permettono quindi di stabilire esattamente quando un certo evento si è verificato, le testimonianze delle evoluzioni paleoclimatiche sono così ben conservate nelle diverse regioni della terra, ed in particolare nelle carote di ghiaccio (Groenlandia e Antartide), di sedimenti marini e nei sedimenti terrestri e lacustri, da dare ottime indicazioni sull'evoluzione climatica di tale periodo e contribuire così enormemente alla raccolta dei dati necessari per comprendere i cambiamenti climatici passati ed attuali.

Particolarmente studiato, in questi ultimi anni (Cooperative Holocene Mapping Project-COHMAP) è l'intervallo che va dal tardiglaciale all'Olocene (18/20000-10000 anni fa), che rappresenta l'ultimo ciclo climatico, con il passaggio da condizioni francamente glaciali a condizioni decisamente interglaciali.

Gli ultimi 10000 anni infatti, contrassegnati fra l'altro dallo sviluppo della civiltà umana, presentano nella storia del nostro pianeta un clima decisamente più costante e stabile rispetto ad ogni periodo di durata analoga degli ultimi 100000 anni (COHMAP Members, 1988), anche se come evidenziato dai risultati ottenuti dalle carote di ghiaccio prelevate nelle coltri glaciali Groenlandesi anche in questo periodo si sono succeduti periodi caldi e freddi di durata molto breve (1000 anni o più), che hanno portato a modifiche della temperatura anche di 6-7°C in un decennio soltanto. Come ad esempio il periodo freddo della durata di un millennio, rappresentato dal Dryas recente, caratterizzato da rapide ed improvvise variazioni climatiche, che terminò circa 11000 anni fa (Broecker, 1998),

Tali analisi sulle variazioni climatiche Pleistoceniche-Oloceniche rivestono attualmente un particolare interesse in quanto lo sviluppo economico e demografico degli ultimi 150 anni ha prodotto nell'ambiente mutamenti tali da modificare sensibilmente la naturale variabilità del sistema climatico.

Infatti, i cambiamenti climatici, intesi nel senso di un aumento generale della temperatura della terra, il così detto "*riscaldamento globale*", sono dovute sia all'aumento delle concentrazioni dei gas serra, causati dall'intensificarsi delle attività antropiche (anidride carbonica, metano ecc.), sia dall'aumento della concentrazione del vapore acqueo, altro gas serra, la cui presenza non dipende da attività antropiche, ma è direttamente legata alla temperatura. Da numerose stazioni di rilevamento nell'ultimo secolo si è registrato un aumento medio della temperatura atmosferica pari a 0.5 °C (Jones *et al.*, 1986).

E' anche vero però che negli ultimi 40 anni, nel bacino Mediterraneo, in Europa occidentale come pure nella regione nord-atlantica, si è osservato, in contrasto con il riscaldamento globale previsto dall'effetto serra, un considerevole raffreddamento, il quale ha dimostrato che su scala regionale la risposta climatica alle cause forzanti esterne non è uniforme.

Le modificazioni climatiche hanno esercitato e continuano ad esercitare marcati influssi nell'ambiente, non solo fisico-chimico, ma anche biologico ed antropico mediante molteplici e complessi meccanismi d'azione e reazione. In particolare, per quel che concerne la storia dell'umanità, pur essendosi rilevato un generale miglioramento climatico a partire dalla fine del Pleistocene (16-18000 anni fa), si sono verificate durante l'Olocene (ultimi 10000 anni) importanti oscillazioni climatiche che hanno comportato l'innalzamento del livello medio del mare, modificazioni del regime circolatorio oceanico ed atmosferico, variazioni nel regime pluviometrico ecc.

Per tali motivi numerosi sono quindi i programmi internazionali che si sono occupati e che si occupano di tali studi, quali per es. l'International Geosphere Biosphere Program - IGBP (ICSU), l'Environment (CEE) come pure, in particolare, il sottoprogetto "Past Global Changes (PAGES) del programma IGBP. Per non dimenticare il programma di ricerca nazionale sui bacini periantartici e sui margini di placca (PNRA - Programma Nazionale di Ricerche in Antartide), che è stato avviato nel 1985 dal Consiglio Nazionale delle Ricerche e che nel 1988 ha inglobato nel suo piano di studi anche lo Stretto di Magellano e la Terra del Fuoco, con lo scopo di studiare in maniera più dettagliata ed ampia possibile l'ultimo ciclo glaciale/interglaciale e gli ultimi 2000 anni.

Nel primo intervallo risultano di particolare interesse gli studi sui maggiori eventi climatici, della durata di secoli/millenni e sulle brusche oscillazioni interne ad essi.

Nel secondo intervallo si dà particolare rilevanza agli studi sulle modificazioni climatiche indotte dall'attività umana e sugli eventi climatici naturali della durata dell'ordine dei decenni e del secolo come per es. la piccola età glaciale e i periodi caldi medioevali.

In quest'ottica è nata la tematica di questa ricerca che ha come fine principale quello di riconoscere eventi paleoclimatici tardo quaternari in aree mediterranee (Mar Adriatico), antartiche (Mare di Ross) e periantartiche (Stretto di Magellano), mediante la ricostruzione dei cicli paleoclimatici in sedimenti marini, unitamente al tentativo di individuare correlazioni e sfasamenti in termini spaziali e temporali di questi eventi in tali aree.

La scelta di questi ambienti è stata in parte guidata dalle ricerche condotte presso il Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine (Università



degli Studi di Trieste), incentrate prevalentemente sulle variazioni climatiche tardo-quadernarie in carote di sedimento prelevate in ambienti antartici e periantartici in un intervallo di tempo che va dai 300000 anni all'ultimo ciclo glaciale e quindi il desiderio di approfondire la conoscenza, in tali ambienti, delle variazioni climatiche successive a quest'ultimo periodo glaciale, descrivendo il più dettagliatamente possibile l'interglaciale olocenico. Per questo motivo sono state scelte delle carote che rappresentassero in maniera adeguata tale periodo temporale. In particolare sono risultate adatte alle analisi delle variazioni climatiche oloceniche le due carote SESSO95 10 e ADR97 1 prelevate rispettivamente nello Stretto di Magellano e nel Mare Adriatico.

Le datazioni preliminari, tramite  $^{14}\text{C}$ , hanno infatti evidenziato un intervallo temporale, in entrambe le serie, di poco più di 10000 anni.

La carota prelevata nel Mare di Ross investe un intervallo temporale più ampio (40000 anni circa) in cui l'intervallo olocenico è limitato agli ultimi centimetri.

Non è stato quindi possibile effettuare con quest'ultima carota un confronto con le altre due studiate; comunque i risultati ottenuti sono stati oltremodo interessanti per definire le variazioni paleoambientali e paleoclimatiche in un settore poco conosciuto del Mare di Ross (Glomar Challenger Basin) potendo così confrontare i risultati ottenuti con altre carote prelevate in differenti bacini della Piattaforma di Ross (Drygalski e Joides Basin).

## 2 - MATERIALI E METODI

### 2.1 - Ubicazione delle carote

Le carote oggetto di studio (Fig. 2.1.1) in questa tesi di dottorato sono state prelevate in tre ambienti diversi e a latitudini differenti.

La carota **ADR97 1** è stata campionata durante la campagna oceanografica della nave *Urania* (30 giugno - 7 luglio 1997) in Adriatico Centrale, in particolare nell'area antistante Pescara, ad una profondità di 248 m.

La carota **SESSO95 10** è stata campionata durante la campagna oceanografica della R/V *OGS Explora* (29 aprile - 18 maggio 1995) nella parte pacifica dello Stretto di Magellano all'interno di un bacino sospeso.

Tale campagna oceanografica, inserita nel sottoprogetto n°11 con titolo "Sismostratigrafia e Sedimentologia del margine cileno meridionale" (programma SESSO) rientra nel Programma Nazionale delle Ricerche in Antartide (P.N.R.A.).

La carota **ANTA96 5bis** è stata campionata durante l'XI campagna oceanografica della M/N *Italica* in Antartide, in particolare nell'area prossima alla Ross Ice Shelf, in corrispondenza del Glomar Challenger Basin, poco a nord del Ross Bank, all'interno di una depressione profonda 570 m. Tale campagna rientra nella linea 3 del Progetto 2a "Glaciologia e Paleoclima"

In tabella 2.1 vengono riportate le caratteristiche di profondità, lunghezza e coordinate geografiche delle tre carote analizzate.

Nome	coordinate geografiche		profondità di recupero	lunghezza della carota
	Lat.	Long.		
<b>ADR97 1</b>	42°53.20'N - 14° 47.48'E		248 metri	550 cm
<b>SS95 10</b>	52°51.80'S - 73° 58.5'O		511 metri	510 cm
<b>ANTA96 5bis</b>	75°44.84'S - 179°45.55'E		568 metri	635 cm

Tab. 2.1.1 - Dati inerenti il carotaggio.

### 2.2 - Metodologie di laboratorio

Prima dell'apertura le carote sono state sottoposte ad **Analisi ai raggi X**, eseguite presso la Fincantieri - Cantieri Navali Italiani S.p.A. presso la Divisione Motori Diesel di Trieste.

Questa tecnica radiografica, utilizzata inizialmente solo in medicina e

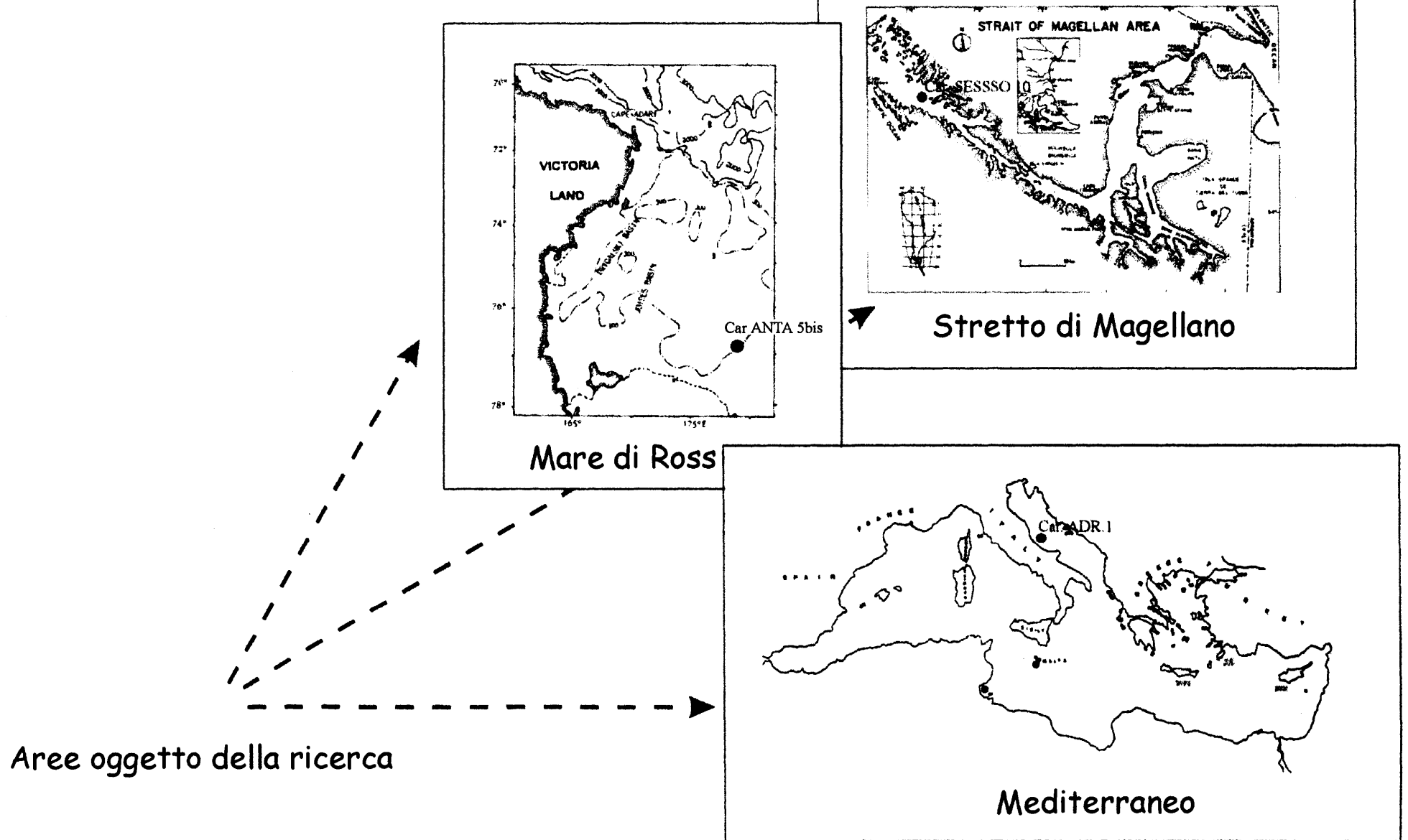


Figura 2.1.1 - Ubicazione delle tre carote (ANTA 96 5bis, SESSO95 10 e ADR97 1) oggetto della ricerca.

nell'industria verso la metà degli anni '50 venne applicata anche allo studio di rocce sedimentarie (Hamblin, 1962) e in seguito all'analisi dei sedimenti marini non consolidati (Carvert & Veevers, 1962), ai sedimenti terrigeni (Bouma, 1964) e ai sedimenti carbonatici (Roberts, 1972).

Con questo tipo di indagine è stato possibile effettuare una prima indagine sulle caratteristiche granulometriche e sulle strutture sedimentarie eventualmente presenti, che possono essere di valido aiuto per le indagini successive.

Quindi si è proceduto tagliando longitudinalmente gli spezzoni in due parti, di cui una è stata conservata in cella frigorifera a +4°C mentre sull'altra metà è stata effettuata una descrizione macroscopica evidenziando per quanto possibile le variazioni cromatiche e granulometriche, l'eventuale presenza di ciottoli o frammenti conchigliari, e la presenza di altre strutture sedimentarie.

A questo punto le carote sono state sezionate, in particolare le carote ADR1 e SS10 sono state campionate ogni centimetro, mentre la carota antartica è stata campionata a seconda della uniformità o meno ogni 1, 2 o 3 centimetri.

**Analisi geomeccaniche** - All'apertura della carota antartica, prima quindi del suo sezionamento, sono state effettuate, circa ogni 20 centimetri, analisi geomeccaniche tramite strumenti tascabili per misure dirette sul sedimento; in particolare è stato usato un *Penetrometro St. 308* per una rapida determinazione della resistenza al taglio con punta n°4 nei primi 200 cm di carota e con punta n° 3 nella restante parte.

**Contenuto in acqua** - I livelli in cui le tre carote sono state sezionate, dopo una prima pesatura ad umido, sono stati asciugati in stufa a circa 50°C per alcuni giorni. Quindi una volta asciutti sono stati pesati nuovamente ed è stato calcolato il contenuto in acqua riferito al peso secco di tutti i livelli campionati.

In particolare la carota ADR97 1 è stata analizzata ogni centimetro per un totale di 530 campioni (per i primi 30 centimetri di carota sono stati prelevati campioni dello spessore di 2 cm in quanto lo spezzone superficiale si presentava estremamente idrato); la carota SS95 10 ogni 10 cm prelevando un campione di spessore 1 cm per un totale di 50 campioni e la carota ANTA96 5bis è stata campionata passo passo prelevando campioni con uno spessore variabile da 1, 2 o 3 cm per un totale di 270 campioni

**Analisi della Suscettività Magnetica** - Tutte e tre le carote sono state sottoposte ad analisi del contenuto della suscettività magnetica mediante un *Multisensor Core Logger* dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste.

L'analisi è stata effettuata sulle carote dopo la loro apertura, e i valori sono

misurati secondo il Sistema Internazionale (SI) che usa come unità di misura il Metro, il Chilogrammo ed il Secondo. Il Multisensor Core Logger (MSCL), prodotto dalla GEOTEK®, è un sistema automatizzato non distruttivo per l'acquisizione di parametri fisici su carote (sia chiuse che aperte) di sedimenti non consolidati e rocce. L'uso dello strumento è diffuso in ambiente accademico ed industriale per la caratterizzazione dei materiali, la correlazione tra carote, e la correlazione tra lito-stratigrafia e sismo-stratigrafia.

Lo strumento esegue i log della suscettività magnetica, della velocità delle onde p, della densità. Inoltre, dalla elaborazione e combinazione dei diversi parametri acquisiti, si possono ottenere anche l'impedenza acustica, la porosità e suscettività magnetica di massa.

L'acquisizione è controllata via software, e quindi i dati sono correlati automaticamente. L'intervallo di campionamento utilizzato è di 1 cm.

La suscettività magnetica è un parametro utilizzato nella correlazione stratigrafica tra carote e nell'analisi di frequenza sulle serie temporali per l'individuazione di ciclicità nella sedimentazione (ciclo-stratigrafia) indotte da variazioni climatiche.

La suscettività magnetica ( $k$ ) è il parametro significativo della capacità del materiale di magnetizzarsi e di creare un disturbo nel campo inducente. Nota la suscettività magnetica  $k$  (è dimensionale) e la densità, si può ricavare la suscettività magnetica di massa  $X$  ( $m^3/kg$ ). I minerali possono essere diamagnetici ( $k < 0$ ), paramagnetici ( $k > 0$ ) oppure ferromagnetici ( $k \gg 0$ ). Sono paramagnetici il ferro ed il nichel elementari, mentre sono ferromagnetici gli ossidi di ferro (magnetite, ematite, ilmenite, magnemite, ulvospinello), gli idrossidi (limonite, goethite), i solfuri (pirite).

E' stato utilizzato un sensore puntuale Bartington MS2. La zona di sensibilità del sensore, definita dal 50% della massima risposta, è un rettangolo di  $3,8 \times 10,5$  mm. La sensibilità di risposta è del 50% a 1 mm e 10% a 3,5 mm di profondità.

**Analisi granulometriche** - Le analisi granulometriche sono state effettuate presso il Laboratorio Antartide del Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine dell'Università di Trieste. In particolare sono stati subcampionati rispettivamente 111 livelli per la carota ADR1, 102 livelli per la carota SS10 e 100 per quella Antartica, con passo di campionatura di 5 cm circa.

8 e/o 10 grammi di campione secco sono stati posti in becker di vetro da 500 ml, inumiditi con  $H_2O$  distillata e lasciati su bagnomaria a  $60^\circ C$  per uno o due giorni in modo da ottenerne la completa disgregazione. I campioni non sono stati trattati con  $H_2O_2$ , ultrasuoni e altro in previsione di utilizzarli anche per altri tipi di analisi (microfaunistiche e geochimiche).

In seguito è stata effettuata la setacciatura ad umido con una serie di due setacci: 63 e 2000  $\mu\text{m}$  (Wentworth, 1922). La frazione pelitica,  $< 63 \mu\text{m}$ , ottenuta dalla setacciatura ad umido, è stata raccolta in becker da 5 litri e lasciata decantare per circa 48 ore; quindi si è operato mediante filtrazione alla raccolta di tale frazione utilizzata poi per l'analisi al sedigrafo (Sedigraph 5100).

Questo strumento permette la determinazione delle classi granulometricamente più fini del sedimento (silt e argilla), simulando la sedimentazione in condizioni naturali per mezzo di una cella mobile attraversata da un fascio di raggi X, nella quale tramite un sistema di pompaggio viene introdotto il campione al quale è stato aggiunto un antiflocculante (Sodio Esametafosfato in soluzione 0.5 g/l).

La frazione sabbiosa,  $> 63 \mu\text{m}$ , è stata raccolta e lasciata ad asciugare a bagnomaria. Su tale frazione è stata effettuata l'analisi granulometrica alla bilancia di sedimentazione (Bilancia macrogranometro secondo brevetto del Dott. Brezina) per i sedimenti prelevati dalla carota ANTA 5bis, mentre si è usato il metodo classico dei setacci per i sedimenti delle carote SESSO 10 e ADR 1, in quanto tale metodo è risultato il più opportuno per queste sabbie estremamente ricche nella frazione biogenica.

La bilancia fornisce le percentuali delle classi granulometricamente più grossolane  $> 62.5 \mu\text{m}$  utilizzando le leggi dell'impatto e di Stokes (Brambati, 1971); per quanto concerne i setacci sono stati scelti in base alla suddivisione proposta da Wentworth, (1922) e in particolare i setacci 62.5, 125, 250, 500, 1000 e 2000. In entrambi i casi i dati delle sabbie sono stati uniti e ricalcolati assieme a quelli della frazione pelitica ottenendo in questo modo le percentuali delle classi granulometriche e i parametri statistici.

La frazione ghiaiosa, quando presente (esclusivamente per la carota ANTA 5bis) è stata pesata ma non considerata nel calcolo dei parametri statistici.

**Analisi mineralogiche** - Sono state eseguite le analisi mineralogiche, mediante tecnica di Diffrazione a raggi X (metodo delle "polveri"), sul "tout-venant" e sulla frazione  $< 2 \mu\text{m}$  dei sedimenti delle carote. Le analisi sono state eseguite utilizzando il Diffratometro PHILIPS PW 1800 in dotazione al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia; la diagnosi dei minerali argillosi (smectite, mica/illite, clorite) è stata eseguita seguendo le seguenti procedure standard (Wilson, 1987):

allo stato naturale, dopo essiccamento all'aria a temperatura ambiente;  
dopo saturazione con vapori di etilen-glycol a  $60^\circ/5$  ore.

L'analisi della frazione argillosa è stata eseguita con la tecnica dei preparati "orientati" ed eseguendo la stima semiquantitativa dei minerali considerando le

aree dei picchi caratteristici di ciascuna fase secondo la tecnica di Biscaye (1965).

I minerali argillosi sono stati identificati sulla base dei loro riflessi basali (Thorez, 1976):

Smectite: riflesso basale a circa 17 Å dopo il trattamento di glicolazione e collasso a 10 Å dopo riscaldamento a 550°C;

Clorite: riflessi basali a 14 Å e 7 Å sul campione naturale;

Illite: riflesso basale a 10 Å sul naturale.

Attraverso il metodo di Esquevin (1969), basato sullo studio dei rapporti delle intensità dei riflessi 5 Å/10 Å, è stato valutato il chimismo dell'illite.

È stato inoltre eseguito il riconoscimento e la quantificazione delle differenti fasi carbonatiche presenti nei sedimenti marini: Low-Mg Calcite (LMC; con < 4 moli% MgCO<sub>3</sub>), High -Mg Calcite (HMC; con > 4 moli MgCO<sub>3</sub>), ed aragonite, attraverso le metodologie proposte da Milliman (1974).

**Calcolo della cristallinità per la carota ADR97 1** - Sui campioni della frazione < 2 µm sono stati calcolati gli indici di cristallinità della illite (IC), della clorite e della smectite (v/p). L'indice di cristallinità dell'illite è stato calcolato secondo le metodologie descritte da Kubler (1968) e Thorez (1976), misurando l'ampiezza a metà altezza del primo riflesso basale della illite a 10 Å.

Infatti, la forma (*shape*) del riflesso basale dell'illite può essere utilizzata per una valutazione del grado di cristallinità, legato al grado di ordine del reticolo cristallino (*lattice*) del minerale. Quando l'illite è ben cristallizzata, il riflesso (001) a 10 Å è relativamente stretto e simmetrico come nella muscovite e l'indice di cristallinità assume valori bassi (3 nm). Quando la illite è sottoposta ad alterazione chimica (idrolisi), gli strati che compongono il minerale perdono progressivamente lo ione K<sup>+</sup> e di conseguenza la forma del picco (001) diventa più asimmetrica ed "aperta" (Thorez, 1976). Il grado di cristallinità è quindi legato all'alterazione chimica dei minerali, in quanto condizioni di elevata alterazione chimica (idrolisi) conducono ad una diminuzione della cristallinità del minerale stesso e, quindi, a valori più alti degli indici di cristallinità.

L'indice della clorite è stato calcolato in modo analogo, misurando l'ampiezza a metà altezza del picco a 7 Å del minerale; tale indice viene interpretato in modo simile a quello per la illite.

L'indice di cristallinità v/p della smectite (v/p = *valley/peak height ratio*) è stato calcolato sul riflesso a 17 Å del campione glicolato, secondo Biscaye (1965).

Il picco della smectite a 17 Å sul campione glicolato si presenta in genere piuttosto espanso e può essere caratterizzato da differenti forme. Il parametro di Biscaye consiste nella misura dell'altezza del picco a 17 Å (indicato con la lettera p) e nella misura della profondità della "valle" (« v ») localizzata verso gli angoli più bassi del picco a 17 Å. Una smectite perfettamente cristallizzata avrà un rapporto v/p vicino all'unità (v/p =1); in generale comunque un rapporto attorno a 0.7 indica una smectite ben cristallizzata. Smectiti poco cristallizzate sono caratterizzate da valori del rapporto v/p vicini a 0 in quanto non esiste alcuna valle verso gli angoli più bassi oppure essa assume valori molto bassi, ed anche da valori negativi del rapporto (per una trattazione esauriente degli indici vedasi anche Thorez, 1976). A differenza degli indici della illite e clorite, l'interpretazione dei valori della cristallinità della smectite è piuttosto controversa e i dati non sono strettamente riferibili al grado di alterazione delle rocce madri.

**Analisi calcimetriche** - Al fine di determinare le percentuali di carbonato di calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), una piccola quantità di sedimento tal quale (circa 0.8 - 1 g) è stata tritata con un mortaio d'agata, per ottenere una granulometria omogenea, inferiore ai 300  $\mu\text{m}$ , ed è stata aggredita con acido cloridrico (HCl) in soluzione al 50% utilizzando il calcimetro Dietrich-Fruhling. A reazione ultimata sono state rilevate la quantità di  $\text{CO}_2$  prodotta ( $\text{cm}^3$ ), la temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) e la pressione atmosferica (mmHg). L'insieme di questi parametri ha permesso il calcolo corretto del carbonato di calcio presente nel campione.

L'analisi calcimetrica è stata effettuata per le sole carote ADR 1 e SS10 vista l'elevata presenza di resti organogeni, mentre per la carota Antartica non si è ritenuto interessante eseguirla vista la scarsità di  $\text{CaCO}_3$  presente in tali ambienti.

**Analisi geochimiche (carbonio ed azoto)** - Una piccola quantità di sedimento tal quale è stata tritata con un mortaio d'agata allo scopo di uniformarla, posta in stufa a  $105^\circ\text{C}$  per un'ora ed in essiccatore per un'altra ora circa. Quindi si è proceduto a pesare una quantità compresa tra i 10-20 mg con una bilancia di precisione in contenitori (capsule) di argento, in modo tale da poter eliminare direttamente con attacchi acidi, fino ad esaurimento della reazione (HCl - 0.1, 1 N e al 50%), la componente carbonatica del sedimento. Si è proceduto all'analisi, tramite un CHNS/O 2400 Perkin-Elmer Elemental Analyser, del carbonio organico ed azoto per tutte e tre le carote.

Tutte le analisi per correttezza di metodo sono state effettuate in doppio e quando necessario è stata effettuata anche una terza replica.

L'accuratezza del dato è 0.2% per il carbonio e 0.1% per l'idrogeno e l'azoto.



**Analisi micropaleontologiche** - Le analisi micropaleontologiche sono state effettuate sugli stessi livelli utilizzati per quelle granulometriche. In particolare è stata eseguita un'indagine qualitativa e semi-quantitativa, specificando solo la presenza in termini di *abbondante* (A), *comune* (C) o *raro* (R) degli individui a foraminiferi per le carote SS10 e ADR1, mentre è stata eseguita un'indagine quali-quantitativa per i foraminiferi della carota Antartica.

Le sabbie precedentemente raccolte mediante la setacciatura ad umido, prima dell'analisi tramite setacciatura a secco e bilancia, sono state osservate al microscopio con ingrandimento massimo di 50x per verificare la presenza di microfaune. In particolare è stata valutata la frazione compresa tra i 150 ed 2000 µm effettuando un picking totale per le faune a foraminiferi presenti nella carota ANTA 5bis, ed un picking speditivo per le altre due carote.

**Analisi isotopiche** - Le analisi isotopiche sono state eseguite nel Laboratorio di Geochimica Isotopica dell'Università degli Studi di Trieste per la sola carota prelevata nello Stretto di Magellano. In particolare le analisi sono state effettuate ogni 5 centimetri sulla specie planctonica, *Globigerina bulloides*.

Viste le dimensioni e pesi estremamente ridotti dei campioni è stata utilizzata la tecnica suggerita da Shackleton nel 1965.

I campioni prima dell'analisi vera e propria, una volta raccolti hanno subito un trattamento in bagno ad ultrasuoni per 15 secondi, allo scopo di eliminare eventuali incrostazioni presenti sulla superficie dei gusci o al suo interno come pure eventuali riempimenti di sedimento.

Quindi una volta asciutti i campioni sono stati arrostiti sotto vuoto per circa 1 ora a 340°C allo scopo di pirolizzare la sostanza organica eventualmente presente.

L'estrazione della CO<sub>2</sub> dal campione è stata realizzata mediante una linea in vetro pyrex collegata direttamente ad uno spettrometro di massa (Finnigan - Delta E) e mantenuta sotto vuoto (< 10<sup>-3</sup> mmHg) da un sistema di pompaggio.

I campioni sono stati fatti reagire con acido fosforico al 100% a 60°C in modo da liberare CO<sub>2</sub> secondo la reazione:



Questa reazione termina circa dopo 5 minuti e la CO<sub>2</sub> che si forma viene fatta condensare in una trappola raffreddata con azoto liquido (-180°C). A reazione ultimata l'azoto liquido viene sostituito con una miscela criogenica a -80°C costituita da alcool etilico e azoto liquido in modo da permettere la sublimazione della CO<sub>2</sub> trattenendo il vapor d'acqua. A questo punto la CO<sub>2</sub> è purificata e può essere introdotta direttamente nello spettrometro di massa.

La CO<sub>2</sub> estratta dal campione deve essere confrontata con quella ottenuta da uno standard di riferimento di cui si conosce la composizione isotopica e il Laboratorio di Geochimica Isotopica utilizza come standard il carbonato di calcio di un campione di marmo di Carrara ( $\delta^{13}\text{C}=+1.94\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}=-1.85\text{‰}$ ).

## **Analisi statistica multivariata**

Vista la grande quantità di dati raccolti per i tre ambienti oggetto di studio in questa tesi di dottorato, è risultato opportuno applicare un'analisi statistica multivariata in modo da ridurre l'ampio spettro di dati a disposizione in poche variabili (fattori o componenti principali). Infatti, stabilite le variabili che meglio descrivono un sedimento, vengono utilizzate delle procedure matematiche che permettono di accorpate i diversi campioni in gruppi, con caratteristiche differenti tra di loro, ma simili all'interno dello stesso gruppo. Per effettuare questo tipo di indagine si possono usare diversi strumenti, e in particolare in questa tesi, sono state utilizzate l'analisi fattoriale "*factor analysis*" e matrici di correlazione.

L'analisi fattoriale è un metodo statistico che permette di identificare un numero generalmente piccolo di fattori utilizzati per rappresentare le relazioni tra serie di variabili connesse tra di loro. Quindi l'utilizzo di tale analisi permette la spiegazione con pochi fattori di fenomeni anche molto complessi.

## **Datazioni radiometriche**

Su alcuni livelli delle carote, rilevatisi di particolare interesse per la ricostruzione dei record sedimentari, sono state calcolate le età radiometriche presso la Geochron Laboratories, Krueger Enterprises inc. - Massachusetts - Generalmente le età sono state misurate sulla sostanza organica presente nel livello scelto, ad eccezione della carota ADR. 1 per la quale è stato possibile effettuare le datazioni sugli organismi (foraminiferi ed altre specie) visto l'abbondante presenza.

### 3 - I MINERALI ARGILLOSI

L'analisi dei minerali argillosi nei sedimenti risulta di notevole importanza nelle indagini paleoclimatiche e paleoambientali, nella determinazione della provenienza dei sedimenti e nell'identificazione delle caratteristiche delle rocce sorgenti. I minerali argillosi nei sedimenti dei bacini oceanici sono soprattutto di origine terrigena e detritica. Hanno dimensioni estremamente ridotte, generalmente inferiori ai 2  $\mu\text{m}$  ( $9\phi$ ) fino a raggiungere il campo dei colloidali ( $> 11-12\phi$ ). Le specie mineralogiche più comunemente osservate nella frazione argillosa dei sedimenti marini sono: caolinite, smectite, clorite, mica/illite, vermiculite e intergradi come pure zeoliti e palygorskite che rappresentano specie meno comuni.

La loro composizione riflette in genere quella dei suoli delle aree continentali circostanti, da cui provengono attraverso il trasporto operato da vari agenti quali i fiumi, i ghiacciai, il vento. La distribuzione di questi minerali nei suoli è legata ai fenomeni di alterazione (*weathering*) fisica e chimica (idrolisi) che agiscono sulle rocce madri, che, a loro volta, dipendono strettamente dalle condizioni climatiche ed ambientali presenti (Singer, 1984; Chamley, 1989; Diekmann *et al.*, 1998).

Nelle zone a clima freddo prevale il "*weathering* fisico", legato ai fenomeni di gelo-disgelo e all'erosione delle rocce da parte di torrenti, fiumi o ghiacciai. L'alterazione fisica causa il disfacimento meccanico delle rocce e conduce alla formazione di suoli (denominati litosuoli) poco evoluti, caratterizzati dalla scarsa presenza di humus e con una composizione mineralogica che riflette quella delle rocce madri. I litosuoli sono generalmente ricchi in mica, clorite, feldspati, quarzo, anfiboli e pirosseni.

Nelle zone a clima caldo o caldo-umido, vi è un aumento dei processi di "*weathering* chimico" che conduce alla formazione di vari tipi di suoli di differente natura, caratterizzati dalla presenza di minerali di alterazione quali la caolinite, la smectite, gli intergradi. In particolare, nelle regioni a clima temperato e umido, si ha la formazione di suoli "*brown*" e "*chestnut*" derivanti dall'azione combinata di *weathering* chimico e fisico, la cui mineralogia è composta da clorite alterata, mica, intergradi e smectite. Minerali argillosi come la caolinite e la gibbsite si formano in genere nei suoli di regioni dal clima più caldo, e risultano così assenti nei sedimenti marini di queste latitudini (Chamley, 1989; Singer, 1984).

Vi sono inoltre numerose cause extraclimatiche che influenzano la formazione dei minerali argillosi nei suoli: il tipo di copertura vegetale, l'abbondanza o meno di acqua, l'assetto geomorfologico. Infine, la distribuzione

dei minerali argillosi nei sedimenti marini è influenzata dalla natura degli agenti di trasporto nei bacini (Chamley, 1989; Singer, 1984).

Lo studio delle argille come traccianti paleoclimatici è stato applicato con successo soprattutto su carote di sedimenti marini di età Cenozoica, in quanto in queste sequenze, di considerevole lunghezza, sono registrati i cambiamenti climatici di grande scala che hanno portato allo sviluppo di differenti associazioni di minerali argillosi. Ad esempio, nelle carote provenienti dall'Antartide il progressivo raffreddamento avvenuto durante il Cenozoico è testimoniato da una progressiva diminuzione delle percentuali in smectite e da un aumento in clorite e, soprattutto, illite (Chamley, 1989; Ehrmann *et al.*, 1992; Ehrmann, 1995).

Nelle carote di età quaternaria, in cui sono registrati cambiamenti climatici di minore durata temporale, la mineralogia dei sedimenti è utile soprattutto all'individuazione delle litologie sorgenti e dei meccanismi di distribuzione e dispersione dei sedimenti stessi all'interno dei bacini. Inoltre, la composizione mineralogica e gli indici di cristallinità di alcuni minerali argillosi (clorite, illite) possono a volte testimoniare i cambiamenti climatici di minore scala, ed essere così utilizzati per suffragare le conclusioni dedotte dalle altre tecniche (paleontologia, geochimica degli isotopi stabili).

Ad esempio, in alcune carote prelevate nel Mar Mediterraneo, nei livelli interglaciali (caratterizzati da tenori di carbonati più elevati) si osserva un aumento delle percentuali di smectite ed una diminuzione della cristallinità della illite e della clorite, mentre negli stadi glaciali si è riscontrato una diminuzione della cristallinità dell'illite e della clorite, accompagnata da un diminuzione dei tenori in smectite ed un aumento della sua cristallinità. Questo suggerirebbe che nelle fasi interglaciali si è avuta una maggiore idrolisi che ha provocato l'alterazione della clorite e dell'illite e la formazione di smectite pedogenetica, mentre le fasi glaciali hanno ostacolato la formazione della smectite ed hanno preservato la struttura dell'illite e della clorite (Chamley, 1989; Singer, 1984).

Per quanto concerne le zone polari, a volte è stata riscontrata come la distribuzione dei minerali argillosi (per es. il rapporto smectite/illite) nei sedimenti delle carote tardo quaternarie è correlabile con le fasi glaciali ed interglaciali.

Questa relazione non sarebbe tuttavia dovuta alla formazione preferenziale della smectite nelle fasi a clima mite, ma piuttosto al differente impatto dei mezzi di trasporto e deposizione dei sedimenti (correnti di fondo e *ice rafting*) durante le fasi glaciali ed interglaciali. In definitiva, il *pattern* di distribuzione dei minerali argillosi sembrerebbe poter fornire indicazioni dirette sugli agenti di trasporto ed indirette sui cambiamenti climatici (Grousset *et al.*, 1982; Quiaia *et al.*, 1996).

### 3.1 - Origine dei minerali argillosi

Clorite e illite sono frequenti soprattutto nei sedimenti marini della alte latitudini (Ehrmann *et al.*, 1992), ed hanno un'origine soprattutto detritica, in quanto sono il prodotto di un *whetering* fisico di ricce cristalline come quelle particolarmente diffuse nell'Antartide orientale.

La Clorite deriva da rocce plutoniche e metamorfiche di basso grado ed ha una bassa resistenza all'alterazione e al trasporto. Si può formare in ambiente marino solo sotto particolare condizioni (Griffin *et al.*, 1968) e il suo tenore nei sedimenti tende ad aumentare nelle regioni alle alte latitudini concentrandosi soprattutto in quelle polari.

L'Illite a differenza della clorite si origina da rocce più acide ed è relativamente più resistente all'alterazione.

La Caolinite generalmente si rinviene in regioni da temperate a tropicali, ambienti caldi e umidi, dove intensi sono i processi di *weathering* chimico soprattutto di rocce granitiche e suoli lateritici (Chamley, 1989; Ehrmann *et al.*, 1992; Petschick *et al.*, 1996).

Questo minerale risulta particolarmente abbondante nelle fasce alle basse latitudini, aumentando notevolmente i suoi valori verso l'equatore. A sud del 50° parallelo la caolinite invece risulta molto scarsa (<5%, Griffin *et al.*, 1968) in quanto climi freddi come quelli registrati in Antartide, impediscono generalmente la sua formazione, molto scarsa anche attualmente nei sedimenti marini recenti (Campbell & Claridge, 1987).

L'origine della Smectite nei sedimenti marini è dubbia, in quanto può essere sia detritica che autigena. Attualmente non rivela un *pattern* di distribuzione longitudinale come invece evidenziato dagli altri minerali. Le concentrazioni più elevate si rinvencono nelle regioni da temperate a subaride dell'Atlantico meridionale, dell'Atlantico centro settentrionale, del Pacifico centrale e meridionale e dell'Oceano Indiano nord-orientale. Probabilmente la sua formazione è legata a processi di idrolisi in condizioni climatiche intermedie rispetto a quelle necessarie per la formazione della clorite e della caolinite cioè tra condizioni calde-umide e fredde-secche (Chamley, 1989; Chamley *et al.*, 1984).

Talora può essere il risultato di alterazioni sottomarine (almirolisi) di materiali vulcanico; questa ipotesi è supportata dal fatto che in regioni dove l'attività vulcanica è intensa ed è fonte di rocce, le concentrazioni di smectite sono alte.

La maggior parte della smectite rinvenuta nei sedimenti dell'Oceano Antartico si pensa abbia un'origine continentale legata a processi di *weathering* chimico.

Gli Intergradi si rinvencono soprattutto alle latitudini temperate e temperato-fredde e derivano dall'erosione dei complessi quaternari.

## 4 - I CARBONATI E LA SOSTANZA ORGANICA NEI SEDIMENTI

### 4.1 - La sedimentazione carbonatica in acque temperate e fredde

L'indagine sul carbonato di calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) può essere di valido aiuto nello studio paleoclimatico in ambiente marino in quanto le sue variazioni sono funzione delle condizioni oceanografiche presenti al momento della deposizione.

I sedimenti carbonatici si formano attualmente a tutte le latitudini e possono essere raggruppati in :

- TROPICALI (0°-30°S/N)
- TEMPERATI (30°-50°S/N)
- POLARI (> 50°S/N)

Generalmente i carbonati di acque "tropicali" si formano principalmente a temperature >25°C, i carbonati "temperati" a temperature comprese tra i 25°C e i 10°C mentre quelli "polari" a temperature <10°C.

Tradizionalmente i sedimenti carbonatici sono stati considerati limitatamente agli ambienti tropicali, poiché privi di sedimentazione terrigena e quindi ambienti ideali ad ospitare tali sedimenti.

La presenza invece di sedimenti carbonatici in regioni a clima temperato o freddo, spesso indicate dai geologi come ambienti a sedimentazione terrigena, era ritenuta un fenomeno sporadico, fino a quando Chave (1965), individuò diverse aree a sedimentazione carbonatica in ambienti non tropicali, asserendo che la presenza di tali sedimenti non fosse legata tanto al clima, ma piuttosto al fatto di trovarsi in ambienti con scarsi apporti terrigeni.

I carbonati di acque temperate sono depositi di piattaforma, principalmente sabbiosi, situati oltre il limite delle scogliere coralline hermatipiche, limite che corrisponde all'isoterma dei 18°C (Nelson, 1988).

In acque temperate-calde troviamo abbondanti colonie ed associazioni scheletriche denominate "*foramol*" con una apprezzabile presenza di foraminiferi bentonici, molluschi, briozoi, alghe rosse calcaree e in quantità minori echinodermi, ostracodi e spicole di spugna (Lees & Buller, 1972). Inoltre in ambienti temperati si incontrano prevalentemente carbonati con elevati tenori di calcite alto magnesiaca (HMC - High Mg-Calcite) ed elevati tenori di aragonite, che tende a decrescere con l'aumento del  $\delta^{18}\text{O}$ , indice di una diminuzione della temperatura ed un espansione dei ghiacciai.

I depositi carbonatici di acqua fredda vengono suddivisi in base alla latitudine e alla temperatura dell'acqua in "carbonati subpolari" (latitudine 50-60° N o S) con temperature dell'acqua comprese tra 16 e 3°C e "carbonati polari"

(latitudine > 60° N o S) con temperature tra 10 e -1.8°C (Rao, 1996). Nei depositi carbonatici polari e subpolari di piattaforma la frazione granulometrica principale è rappresentata dalle ghiaie e dalle sabbie, mentre la componente più fine del sedimento, la pelite, costituisce l'80% della deposizione oceanica del CaCO<sub>3</sub>. Frequenti nelle acque temperate fredde sono i depositi di briozoi e molluschi in associazioni e colonie denominate "bryoforamol" o "bryomol", anche se frequenti in tali acque sono anche i depositi "foramol".

I carbonati subpolari sono costituiti principalmente da calcite a basso (LMC - Low-Mg Calcite) ed alto (HMC - High-Mg Calcite) tenore di magnesio e da scarsa presenza di aragonite. L'aragonite e la HMC fasi metastabili rispetto alla LMC, tendono ad essere disciolte a profondità minori rispetto a quest'ultima.

Tra i fattori più importanti che condizionano la presenza dei depositi carbonatici in ambiente marino è la quantità di nutrienti, che soprattutto nei mari freddi meridionali è molto abbondante causa le fioriture stagionali di diatomee e gli abbondanti apporti di particellato organico in sospensione da parte delle acque continentali. Il tasso di produzione carbonatica necessario per avere la deposizione deve essere abbondante tanto quanto il tasso di sedimentazione terrigena, che altrimenti può mascherare o diluire l'apporto di sedimenti carbonatici attraverso ingenti apporti detritici. Alle alte latitudini la presenza dei carbonati di calcio può essere ostacolato dal fatto che le acque sono spesso sottosature nei confronti del CaCO<sub>3</sub> e i carbonati quindi a contatto con queste acque sono sottoposti a lenta dissoluzione. A profondità maggiori alla CCD (*Carbonate Compensation Depth*) il tasso di dissoluzione del CaCO<sub>3</sub> supera quello di deposizione causa l'elevata solubilità per la maggior pressione idrostatica, le basse temperature e l'aumento della CO<sub>2</sub> nelle acque, fattori questi che regolano la dissoluzione dei carbonati.

La presenza dei fanghi carbonatici in acque fredde è quindi un tipo di sedimentazione che non si trova facilmente (Rao, 1996) e una spiegazione della loro presenza in acque subpolari, può essere legato per esempio a fenomeni di *upwelling*, cioè di acque profonde oceaniche che forniscono apporti nutritivi per abbondanti faune planctoniche carbonatiche, mantenendo i livelli di saturazione di CaCO<sub>3</sub> più elevati (Rao, 1996; Rao & Nelson, 1992). Inoltre fenomeni come flussi gravitativi, in particolare *slumpings* (scivolamenti di pacchi di strati), *debris flow* (colate o flussi di detrito) e torbiditi possono trasportare a profondità maggiori del CCD frammenti grossolani carbonatici mentre le particelle più piccole sono più facilmente disciolte (Chave, 1965).

Nelle profondità oceaniche invece il deposito carbonatico è caratterizzato prevalentemente da plancton calcareo (foraminiferi planctonici e coccolitoforidi) e solo subordinatamente da foraminiferi bentonici, molluschi, ostracodi ecc. Queste melme o fanghi biogenici profondi, che mediamente contengono una



quantità di biogenico > 30%, rappresentano tra i sedimenti più estesi della terra, coprendo quasi la metà dei fondali oceanici. Milliman (1974), individua negli oceani cinque tipi principali di fanghi a seconda del loro contenuto in organismi; così si distinguono fanghi a globigerina, a coccoliti, a pteropodi, a radiolari e a diatomee.

## 4.2 - La sostanza organica

Lo studio della sostanza organica e le sue variazioni nel tempo possono offrire importanti informazioni sui cambiamenti della produttività nelle acque superficiali (Stein, 1986a; Berger *et al.*, 1989) e sull'evoluzione del clima dei continenti circostanti (Stein, 1986b; Stein *et al.*, 1989).

Essa costituisce un'importante frazione del sedimento, più abbondante in ambienti di piattaforma e di scarpata superiore e nei sedimenti dei mari marginali, decisamente meno abbondante nelle porzioni centrali degli oceani. La sua presenza può essere dovuta a processi fotosintetici vegetali, e in questo caso viene definita "autoctona" oppure derivare da apporti continentali e in questo caso viene definita "alloctona".

Generalmente il contenuto di sostanza organica nei sedimenti di oceano aperto è molto basso, all'incirca attorno allo 0.3%, mentre gli ambienti con tenori di sostanza organica >1% sono decisamente più scarsi ed è fondamentale per la loro formazione che sussistano delle specifiche condizioni ambientali:

- Ambienti ad alta produttività, come aree costiere o equatoriali di upwelling ed aree con abbondanti apporti di nutrienti da parte dei fiumi;
- Ambienti scarsi di ossigeno, come bacini ristretti;
- Ambienti di foci, in cui si osservano elevati apporti di materia organica terrigena;
- Ambienti ad elevato tasso di sedimentazione, in cui si ha una rapida sepoltura della materia organica.

Lungo la colonna d'acqua ricca d'ossigeno, la sostanza organica si degrada velocemente e solo una piccola aliquota riesce a raggiungere il fondo del mare (Suess, 1980; Walsh, 1989), dove, una volta sedimentata, scattano i processi di decomposizione che provocano ulteriori consumi della stessa.

Ambienti privi di ossigeno sono caratterizzati da sedimenti con elevati contenuti di sostanza organica (Demaison & Moore, 1980). Ciò può essere dovuto ad una circolazione verticale molto ridotta che provoca la stratificazione delle

masse d'acqua, con assenza di rimescolamento delle acque di fondo che risultano pertanto impoverite di ossigeno, oppure condizioni simili si possono verificare anche in ambienti di *upwelling*, cioè ambienti ad elevata produttività, in cui si ha un'alta richiesta d'ossigeno dovuta alla decomposizione della grande quantità di sostanza organica prodotta nella zona eufotica, causando un notevole consumo di ossigeno.

La sostanza organica di origine continentale è piccola se confrontata con la quantità prodotta dagli organismi marini (Romankevich, 1984) e di questa una parte (~35%) viene ossidata in prossimità degli estuari e vicino alla costa, e una parte (~65%), più resistente, viene trasportata verso il largo. I fondali marini profondi, risultano arricchiti di questa sostanza organica o di quella portata dal vento in quanto decisamente più resistenti rispetto alla sostanza organica marina, molto più degradabile. E quindi nei sedimenti delle aree oceaniche centrali ~50% se non di più del carbonio organico totale ha una provenienza eolica (Zafiriou *et al.*, 1985).

Fondamentale è risultato poi lo studio della sostanza organica in relazione all'evoluzione paleoambientale e paleoclimatica in ambiente marino, in quanto può dare ottime indicazioni su eventi freddi/caldi, sul tasso di sedimentazione nonché per ricavare l'età del sedimento. In ambienti polari diversi studi effettuati su carote di sedimento (Stein, 1991) hanno evidenziato come ci sia una ciclicità dei valori di carbonio organico lungo le carote, legato molto probabilmente alla presenza o meno in tali aree di una copertura glaciale. Poiché un'elevata produttività è legato ad una maggiore penetrazione della luce, aree in cui i valori di C organico sono bassi (< 0.4%) possono indicare una copertura di ghiaccio che inibisce la penetrazione della luce e quindi la produttività, mentre tenori elevati di carbonio (> 1%), possono essere legati ad una elevata produttività primaria dovuta a "bloom fitoplanctonici" associati ad una copertura glaciale minima o assente.

## 5 - I FORAMINIFERI PLANCTONICI E BENTONICI ALLE MEDIE E ALTE LATITUDINI

Contemporaneamente agli studi effettuati sulle caratteristiche oceanografiche, idrologiche, sedimentologiche, geochimiche e mineralogiche delle tre aree considerate, si farà di seguito solo un breve cenno sulla conoscenza delle faune a foraminiferi presenti in tali ambienti, ritenendo importante, pur se non fondamentale, in questo lavoro, il contributo che tali organismi possono offrire per una migliore interpretazione delle variazioni paleoclimatiche.

Diversi sono stati e sono attualmente gli studi sulle associazioni a foraminiferi in Antartide come i lavori di Brady (1884) e Wiesner (1931) o lavori più recenti (Mc Knight, 1962; Kennett, 1966) che legano la presenza/assenza delle associazioni a foraminiferi carbonatici alla profondità della CCD (profondità di compensazione della calcite), a sua volta legata alle variazioni di temperatura e salinità e alla presenza di ghiaccio. Anderson (1975) propose un modello per il Mare di Weddell che può senz'altro essere applicata anche al Mare di Ross. L'autore asserisce che la presenza di ghiaccio marino (*pack*) provoca elevate concentrazioni di  $CO_2$ , impedendo anche l'attività fotosintetica del fitoplancton (produttività) per la mancanza della penetrazione della luce solare. Di conseguenza la  $CO_2$  utilizzata normalmente in tale processo, resta intrappolata al di sotto di questo strato di ghiaccio, saturando l'acqua. E' probabile quindi che certi settori del Mare di Ross, coperti costantemente da ghiaccio marino, presentano elevate concentrazioni di  $CO_2$  che permettono quindi l'esistenza delle sole specie arenacee. Fillon (1974) trovò, studiando le faune a foraminiferi nel Mare di Ross, che nell'ultimo intervallo Magnetico Brunhes (da 0 a 0.6 ma), la CCD si trovava circa alla profondità di 400 metri. Nei sedimenti depositati al di sopra di tale profondità si rinvenivano forme calcaree, al di sotto faune relitte appartenenti all'Intervallo Magnetico Gauss (da 2.43 a 3.32 ma).

Altri autori come Kellogg *et al.* (1979), Anderson (1975), Milam & Anderson (1981) e Jennings *et al.* (1995), indicano anche altri parametri, come la temperatura, la salinità, la sedimentazione e la produttività biologica, fondamentali nel regolare la presenza dei foraminiferi, che risultano pertanto ottimi indicatori paleo-oceanografici.

Dati preliminari sulle faune a foraminiferi presenti nei fondali attuali del Mare di Ross sono stati pubblicati da D'Onofrio & Pugliese (1989), Violanti (1996), Salvi (1995).

La presenza di foraminiferi bentonici in ambienti antartici fornisce ottime indicazioni sia sull'ambiente di deposito sia sulle condizioni paleoceanografiche e idrografiche dal tardo Pleistocene ad oggi (Jennings *et al.*, 1995).

Scarsi sono gli studi sui foraminiferi planctonici e bentonici nello Stretto di Magellano, anche se vi sono alcuni lavori fondamentali, anche se datati, come quello di Brady (1884), di Wiesner (1931) e del Discovery Reports (Heron-Allen & Earland, 1932) relativi alla sistematica e all'ecologia dei foraminiferi dell'area magellanica. Più recenti sono i lavori di Herb (1971), Thompson (1978), di Ingle *et al.* (1980), di Murreay (1992), di Melis & Violanti (1995), Violanti *et al.* (in stampa) e Melis *et al.* (in stampa) inerenti le coste e i sedimenti recenti sia pacifici che atlantici meridionali.

Come per gli ambienti antartici anche nello Stretto di Magellano la distribuzione dei foraminiferi è legata alla profondità. Infatti dove le profondità non sono molto elevate (200 metri circa) predominano le faune a guscio calcareo, mentre all'aumentare della profondità risultano dominanti le faune agglutinanti (Di Geronimo *et al.*, 1993).

Loi (1996) ha individuato tre associazioni fondamentali per descrivere in maniera schematica la distribuzione dei foraminiferi bentonici nei sedimenti superficiali dello Stretto:

- 1) Associazione del Bacino Orientale e della Piattaforma Argentina;
- 2) Associazione del Bacino Centrale
  - *Sub-associazione del Bacino di Punta Arenas e della Bahia Inutil*
  - *Sub-associazione del Canal Magdalena*
  - *Sub-associazione di Capo Froward*
- 3) Associazione del Bacino Occidentale
  - *Sub-associazione del Bacino Orientale Profondo*
  - *Sub-associazione della zona dell'imboccatura e della piattaforma Pacifica*
  - *Sub-associazione della zona di scarpata pacifica*

Nel Mare Adriatico, come del resto in tutto il Mar Mediterraneo, numerosi sono gli studi sui foraminiferi sia planctonici che bentonici per individuare una successione di bioeventi strettamente collegata ai parametri ambientali (comparsa e/o scomparsa, aumento e diminuzione di frequenza relativa) (Cita *et al.*, 1977; Capotondi *et al.*, 1989; Capotondi *et al.*, 1992).

Generalmente si preferisce studiare i foraminiferi planctonici, in quanto legati a variazioni oceanografiche globali, mentre i foraminiferi bentonici spesso indicano oscillazioni ambientali su scala regionale (Borsetti *et al.*, 1995).

E' vero comunque che entrambi i foraminiferi sia planctonici che bentonici, con il supporto dei dati relativi alle variazioni della composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio in essi contenuto, nonché delle datazioni con il <sup>14</sup>C,

sono i più utilizzati in tali ambienti e latitudini per riconoscere e studiare le sequenze sedimentarie dell'ultimo ciclo glaciale e individuare le variazioni climatiche del tardo-Quaternario. (Luz & Bernstein, 1976; Jorissen, 1987; Thunell, 1978 Jorissen *et al.*, 1993).

## 6 - GLI ISOTOPI DELL'OSSIGENO E DEL CARBONIO

Già nel 1947, Urey suggeriva la possibilità di stimare le paleotemperature oceaniche mediante la composizione isotopica dell'ossigeno in fossili marini con guscio carbonatico.

Infatti la composizione isotopica dell'ossigeno nel carbonato è funzione diretta della temperatura di precipitazione e della composizione isotopica dell'acqua della soluzione. Quindi, le variazioni del  $\delta^{18}\text{O}$  nel guscio di organismi marini carbonatici riflette le variazioni della temperatura e la composizione isotopica dell'acqua di mare, alla quale quel guscio si è formato, questo secondo l'equazione proposta da Craig (1965) a modifica di un'analogia equazione proposta precedentemente da Epstein *et al.* (1953).

$$T = 16.9 - 4.2 (\delta^{18}\text{Os} - \delta^{18}\text{Ow}) + 0.13 (\delta^{18}\text{Os} - \delta^{18}\text{Ow})^2$$

dove T è la temperatura,  $\delta^{18}\text{Os}$  e  $\delta^{18}\text{Ow}$  rappresentano la deviazione espressa in millesimi, del guscio e della massa d'acqua in cui si è formato, rispetto ad un rapporto isotopico standard convenzionale, di solito lo standard PDB (Peedee Belemnite), che rappresenta il rapporto isotopico riscontrato in una belemnite del Cretacico della Formazione di Peedee (Carolina del sud).

Ciò significa che un organismo marino che costituisce il proprio guscio o scheletro precipitando  $\text{CaCO}_3$  all'equilibrio con l'acqua marina, in considerazione delle modeste variazioni stagionali di composizione isotopica dell'acqua stessa, precipita il  $\text{CaCO}_3$  con composizione isotopiche ( $\delta^{18}\text{O}$ ) che variano in relazione all'andamento della temperatura nelle acque nelle quali vive (Longinelli, 1996).

Gli isotopi dell'ossigeno vengono quindi fissati nei gusci ( $\text{CaCO}_3$ ) degli organismi marini. Più elevata è la concentrazione di  $^{18}\text{O}$  misurata in uno strato sedimentario oceanico, maggiore è la quantità di ghiaccio continentale al momento della deposizione dello strato stesso e più freddo è quindi il clima (Imbrie & Imbrie, 1986; Orombelli, 1979; Covey, 1984). Infatti quando i ghiacci si espandono gli atomi più leggeri di ossigeno ( $^{16}\text{O}$ ) vengono sottratti all'acqua per evaporazione e per precipitazione e immagazzinati nel ghiaccio; quando il ghiaccio si fonde gli isotopi imprigionati si liberano e l'acqua marina torna alla composizione originaria. Pertanto visto che gli atomi leggeri ( $^{16}\text{O}$ ) e pesanti ( $^{18}\text{O}$ ) dell'ossigeno vengono fissati nello scheletro carbonatico degli organismi, analizzando il rapporto isotopico in foraminiferi, coralli e molluschi contenuti in un sedimento, si può risalire alle condizioni termiche delle acque all'epoca in cui esso si depositò.

Per quanto concerne la composizione isotopica del carbonio nel carbonato essa è strettamente legata alla composizione isotopica del carbonio inorganico

tatale disciolto ( $\text{DIC} = \Sigma \text{CO}_2$ ) nell'acqua di mare mentre dipende solo in minima parte dalla temperatura (Emrich *et al.*, 1970).

Tra le cause che possono far variare la composizione isotopica del  $\Sigma \text{CO}_2$  si ricordano:

- Variazioni nel volume di  $\text{CO}_2$  nell'atmosfera, negli oceani, nei sedimenti e nelle biomasse marina e terrestre;
- Mescolamento tra acque profonde e superficiali, che può causare la formazione di un gradiente verticale del  $\delta^{13}\text{C}$  nella colonna d'acqua;
- Fenomeni di *upwelling*;
- Apporti fluviali;
- Processi fotosintetici e di respirazione;
- Processi di ossidazione della sostanza organica.

Durante l'attività fotosintetica viene assunta preferenzialmente  $\text{CO}_2$  arricchita in  $^{12}\text{C}$ , provocando un arricchimento in  $^{13}\text{C}$  nelle acque della zona fotica. Con l'ossidazione della sostanza organica il  $^{12}\text{C}$  contenuto in essa viene liberato e inserito nuovamente nel ciclo. Apporti di acque continentali in mare provocano inoltre la negativizzazione nel  $^{13}\text{C}$  delle specie carbonatiche disciolte, poiché tali acque risultano particolarmente ricche in carbonio organico.

## 7 - IL MARE ADRIATICO

Il Mar Adriatico, un braccio del Mar Mediterraneo, con un'area di circa 135.000 Km<sup>2</sup> ed una profondità massima di 1230 metri, è situato tra la penisola italiana e le coste dalmate della Croazia e dell'Albania, e confina verso sud con il Mar Ionio, attraverso lo Stretto di Otranto (Carter *et al.*, 1972). L'Adriatico è il bacino semi-chiuso più largo di tutto il Mediterraneo (200 x 800 Km), con una piattaforma molto estesa, ma con basso gradiente nella parte settentrionale, una piattaforma più stretta e lievemente immergente verso il fianco orientale e un piccolo bacino residuo di fronte a Pescara, la fossa Meso-Adriatica (Calanchi *et al.*, 1998).

### 7.1 - Studi pregressi: Il tardo Quaternario nel Mediterraneo

Il Mar Mediterraneo, considerato come un bacino isolato che separa la fascia climatica tropicale da quella temperata, viene considerato un'area ideale per studiare l'interazione della dinamica paleoclimatica regionale e globale (Thunell *et al.*, 1978). La "*Swedish Deep Sed*" nel 1947-1948 (Aksu *et al.*, 1995) diede l'avvio ad uno studio sistematico sulla evoluzione paleoclimatica e paleoceanografica quaternaria del Mediterraneo e da allora molteplici sono state le iniziative volte a capire e spiegare i cambiamenti verificatisi dall'ultima glaciazione al periodo attuale.

In questo intervallo di tempo molti autori hanno utilizzato le abbondanze relative di microfossili di acque calde e fredde per ricostruire la storia paleoclimatica del bacino (Herman, 1972; Cramp *et al.*, 1988), costruendo curve paleoclimatiche (Parker, 1958; Ryan, 1972), con l'utilizzo dell'analisi statistica multivariata.

Di particolare interesse sono anche i depositi di fango ricchi in materiale organico (*sapropel*) che risultano come fenomeno periodico nel Mediterraneo orientale nel tardo Cenozoico, e che, unitamente ai depositi di tefra (Calanchi *et al.*, 1998), formano un importante mezzo per le correlazioni litologiche nei sedimenti del bacino orientale. I livelli di sapropel sono anche caratteristici nei sedimenti del delta del Nilo, dello stretto di Sicilia e del Mar Adriatico (Thunell *et al.*, 1978).

Infine l'utilizzo delle analisi isotopiche è divenuto uno dei mezzi più importanti e più frequentemente impiegati nella stratigrafia del Quaternario. Alcuni cambiamenti nel volume globale dei ghiacci durante i periodi glaciali hanno prodotto modificazioni significative nel rapporto <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O dell'acqua marina attraverso l'evaporazione dell'acqua arricchita in <sup>16</sup>O (Shackleton, 1967; Dansgaard & Tauber, 1969). Inoltre, l'analisi isotopica su molluschi e



foraminiferi ha evidenziato che i cambiamenti dell'isotopo dell'ossigeno in Mediterraneo sono una combinazione di fenomeni regionali e globali.

Importanti studi sedimentologici e micropaleontologici sono stati eseguiti da Cramp *et al.*, (1988) in 9 carote prelevate nel Mar Egeo Nord-Occidentale, studi che hanno consentito una ricostruzione paleoclimatica dal tardo Pleistocene al periodo attuale per tale area. La ricostruzione effettuata ha preso in considerazione l'aumento del livello marino nel periodo considerato, il calo degli input fluviali immessi nell'area dalla fascia costiera del Mediterraneo settentrionale e la possibile influenza nell'ambiente della immissione di acqua da parte del Mar Nero. L'evoluzione paleoclimatica e paleoceanografica dall'ultimo glaciale all'Olocene nel Mar Egeo è stata studiata anche da Aksu *et al.*, (1995) utilizzando le variazioni quali-quantitative dei foraminiferi, dei pollini, delle spore terrestri e degli isotopi dell'ossigeno. Viene registrato, sulla base degli andamenti dei foraminiferi planctonici, coccoliti e dinoflagellati un ampio riscaldamento delle acque superficiali nel periodo di transizione dall'ultimo glaciale all'Olocene (5-10°C da 14.000 a 9600 anni B.P.) associato ad un calo del 2-2.5% nel  $\delta^{18}\text{O}$ . Si registra anche un calo della salinità (1-1.5 PSU) attorno ai 9600-6400 anni B.P. che unitamente ai dati relativi ai pollini, dinoflagellati e isotopi, individua nel primo Olocene un aumento dell'acqua dolce legato alla rapida fusione delle piattaforme di ghiaccio dell'Europa Settentrionale e della Siberia, immesse nel Mar Egeo principalmente dal Mare del Nord attraverso le aperture dei canali di Bosforo e Dardanelli.

Testa *et al.*, 1990 hanno ricostruito l'evoluzione paleoclimatica degli ultimi 30.000 anni in una carota prelevata nel Mare Ligure Nord-Orientale mediante uno studio interdisciplinare (isotopico, mineralogico e micropaleontologico) che ha permesso di riconoscere l'alternarsi di periodi caldi e freddi: si passa da un clima freddo-secco durante l'ultimo periodo glaciale ad un clima caldo-umido per finire con un clima mite che perdura ancor oggi. Sgarella (1988) ha invece costruito una curva paleoclimatica nel Tirreno meridionale conducendo analisi dettagliate quantitative e qualitative delle associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici. L'autore riesce ad individuare nelle tre carote di sedimento studiate, il passaggio glaciale-postglaciale, evidenziando come la diminuzione del volume globale dei ghiacci nell'ultima deglaciazione è avvenuta in due fasi successive: una stimata in un intervallo da 16.000-13.000 a 13.000-11.500 anni B.P., l'altra compresa tra 10.000 e 7000 anni B.P..

Capotondi *et al.*, (1992), mediante uno studio qualitativo e quantitativo delle associazioni a foraminiferi planctonici rinvenuti in 55 carote, provenienti dal Mar Tirreno, Canale di Sicilia e Mare Adriatico, hanno costruito una biostratigrafia ad alta risoluzione del tardo Pleistocene-Olocene per il Mediterraneo Centrale. È stata individuata una successione di bioeventi strettamente legata ai parametri ambientali (comparsa e scomparsa di specie, aumento e diminuzione di frequenza

relativa), e inoltre, con l'aiuto delle variazioni della composizione isotopica dell'ossigeno presente nei gusci carbonatici e attraverso le analisi radiometriche, gli autori sono riusciti a datare tali bioeventi e a metterli in relazione con le variazioni climatiche verificatesi durante gli ultimi 18.000 anni. Si passa gradualmente da condizioni climatiche rigide, caratteristiche dei 18.000 anni, ad un riscaldamento, interrotto attorno a 11.000-10.000 anni B.P. da un marcato raffreddamento (*Younger Dryas*). Dopo tale periodo si ha una ripresa della deglaciazione (9.000-8.000 anni) con l'*optimum climatico* attorno ai 6000-5000 anni, a cui segue un nuovo, anche se meno brusco, calo della temperatura. Anche Jorissen *et al.*, 1993 hanno ricostruito una biocronologia per il tardo Quaternario nel Mediterraneo Centrale individuando tre zone distinte sulla base dei pattern di frequenza dei foraminiferi planctonici.

Frequenti sono infine gli studi effettuati nel Mar Adriatico (Curzi *et al.*, 1984; Curzi & Tomadin, 1987; Jorissen *et al.*, 1993; Barmawidjaja *et al.*, 1995) nel tentativo di ricostruire, attraverso l'utilizzo delle associazioni a foraminiferi planctonici, il rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , e mediante ricerche tessiturali, mineralogiche e sismiche, una biocronologia ad alta risoluzione del tardo quaternario.

## 7.2 - Geomorfologia del Mar Adriatico

La presente morfologia dell'Adriatico è legata alla relazione tra gli eventi tettonici e la sedimentazione. Circa  $\frac{3}{4}$  delle sue coste sono alte, caratterizzate principalmente dalla presenza di sedimenti calcarei mesozoici (lato orientale - ex-Yugoslavia ed Albania; lato occidentale - Puglia) e subordinatamente da *facies* sabbiose, legate alle alluvioni oloceniche soprattutto presenti nel tratto costiero tra Rimini e il Gargano (Brambati, 1990). Anche nel tratto tra Monfalcone e Rimini prevalgono sedimenti alluvionali legati ai cicli di regressione-trasgressione pleistocenica-olocenica (Fig. 7.2.1).

Dal punto di vista morfologico, si possono distinguere tre diversi bacini, **settentrionale**, **centrale** e **meridionale**, caratterizzati da profondità molto differenti, inferiore nel primo e via via maggiori negli altri due, separati parzialmente da soglie.

L'**Adriatico settentrionale**, situato a nord della congiungente Ancona-Isola di Pag, presenta fondali bassi (da 30 a 50m) con debole pendenza verso SE, senza irregolarità e soglie che ne possano limitare gli scambi con i bacini meridionali.

Considerati i diversi fenomeni e le molteplici morfologie che lo caratterizzano, tra i quali la presenza del fiume Po, che è la sorgente principale di acqua dolce del bacino, risulta di particolare interesse il susseguirsi di ambienti lagunari, la forte evaporazione invernale, la geometria del bacino, che causa importanti fenomeni di risonanza in presenza di particolari tipi di vento, e

ultimamente anche il fenomeno dell'eutrofizzazione, che si verifica soprattutto nei periodi estivi.

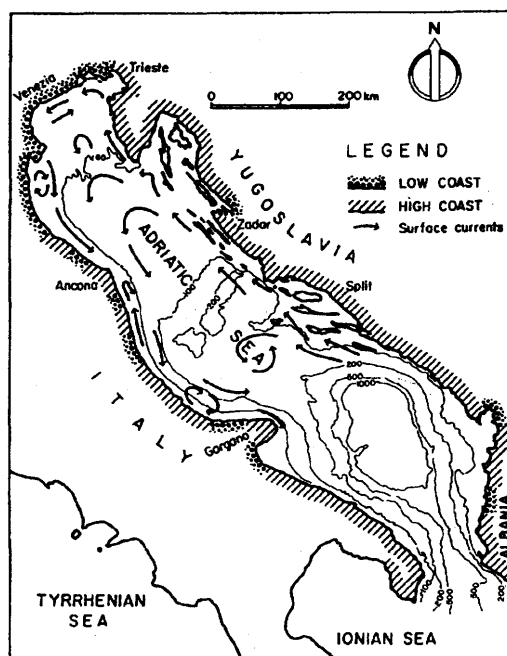


Fig. 7.2.1 - Carta batimetrica delle coste alte e basse nel Mare Adriatico (da Brambati *et al.*, 1990).

L'Adriatico Centrale è caratterizzato inizialmente da fondali poco profondi che costituiscono la continuazione della piattaforma continentale settentrionale fino a circa l'altezza di San Benedetto dove, alla profondità di circa 140-150 m si verifica una rottura di pendenza ai piedi della quale si estende la Depressione Meso-Adriatica. Essa occupa per l'appunto la parte più meridionale dell'estesa e poco profonda piattaforma Adriatica e comunica attraverso un profondo canale con l'Adriatico Meridionale (Ciabatti *et al.*, 1987). Orientata in senso NE-SW, quindi perpendicolarmente all'asse del bacino è costituita da due bacini minori con profondità differente (252 e 272 m), separati da un'ampia sella. A sud della Depressione sono presenti dorsali sottomarine sulle quali poggiano alcune isole (Tremiti) e colline sottomarine (Curzi & Giordani, 1989).

Le progradazioni provenienti da nord e da sud provano che la Depressione Meso-Adriatica ha una genesi morfologica sedimentaria e non strutturale, poiché è legata alla crescita di un corpo deltizio per progradazione. Infatti secondo Ciabatti *et al.*, (1987) la Depressione deriva dalla crescita di un sistema deltizio proveniente da sud, ricoperto successivamente per trasgressione da un drappo pelitico, a sua volta sormontato da un corpo deltizio proveniente da nord e che rappresenta lo sviluppo del delta padano nel Pleistocene medio-superiore. La progradazione del delta del Po verso sud si è verificata con una sequenza di fasi

di avanzata e ritiro fino all'epoca dell'ultima glaciazione, al termine della quale il bordo della piattaforma deltizia venne modificato dall'azione del moto ondoso in seguito al sollevamento del livello marino nel periodo postglaciale. Enormi quantità di sedimento nel Pleistocene vennero portate in tale area sia dal sistema di drenaggio del Po, che include le Alpi meridionali e gli Appennini settentrionali, sia dai torrenti che incidavano l'Appennino centrale, ancora in fase di formazione. Notevole fu anche il tasso di subsidenza (alcuni millimetri per anno) che perdurò per tutto l'Olocene.

L'Adriatico meridionale infine si sviluppa a sud dell'allineamento Gargano-Lagosta fino ad una soglia situata al largo di Otranto. E' caratterizzato da una piattaforma continentale generalmente stretta, alla quale segue una scarpata piuttosto ripida, solcata da canyons e sede di scivolamenti gravitativi di sedimenti, che si raccolgono nella fossa salentina. Questa è caratterizzata da una morfologia piuttosto dolce e regolare, interrotta solo da rari rilievi, come per esempio il Monte Dauno, al largo di Bari, e presenta una profondità di 1230 m (Carter *et al.*, 1991).

### 7.3 - Origine ed evoluzione del Mar Adriatico

L'origine del Mar Adriatico viene fatta risalire al Cretacico superiore, quando la placca Europea e quella Africana iniziarono ad avvicinarsi fino alla collisione tra le due in cui ebbe origine l'orogenesi alpina. In questa fase si formarono le Alpi, il sistema Dinarico-sud alpino, il sistema Appenninico e per l'appunto il Mar Adriatico.

Attualmente il Mar Adriatico è dominato da processi erosivi lungo la fascia costiera e da processi di rielaborazione dei sedimenti lungo la piattaforma continentale, e assieme alla pianura Po-Veneta è racchiuso nel grande arco formato dalle catene Alpina e Dinarica da un lato e dalla catena Appenninica dall'altro (Fig. 7.3.1).

In prima approssimazione, il Mar Adriatico corrisponde ad un bacino riempito da uno spessore di sedimenti clastici (plio-quadernari) provenienti dallo smantellamento in fase di formazione delle catene Appenninica e Dinarica.

Viene diviso, da un punto di vista strutturale, in due zone, una a nord, interessata dalle compressioni appenniniche e dinariche e una a sud in cui si riscontra una tettonica distensiva sul margine italiano ed una compressiva su quello dinarico ed ellenico.

La deformazione dei margini periadriatici si è verificata in tempi diversi, cominciando nel giurassico e perdurando per tutto il terziario nel settore orientale (Ellenidi e Dinaridi), mentre in quello occidentale, stabile fino al Cretacico superiore-Terziario inferiore, i movimenti si sono verificati fino al quadernario.

Da un punto di vista stratigrafico, il basamento viene raggiunto in poche aree mediante pozzi realizzati lungo la fascia costiera come per es. le Filladi di Recoaro (pianura Veneta) e i graniti Caledoniani (Adriatico Settentrionale).

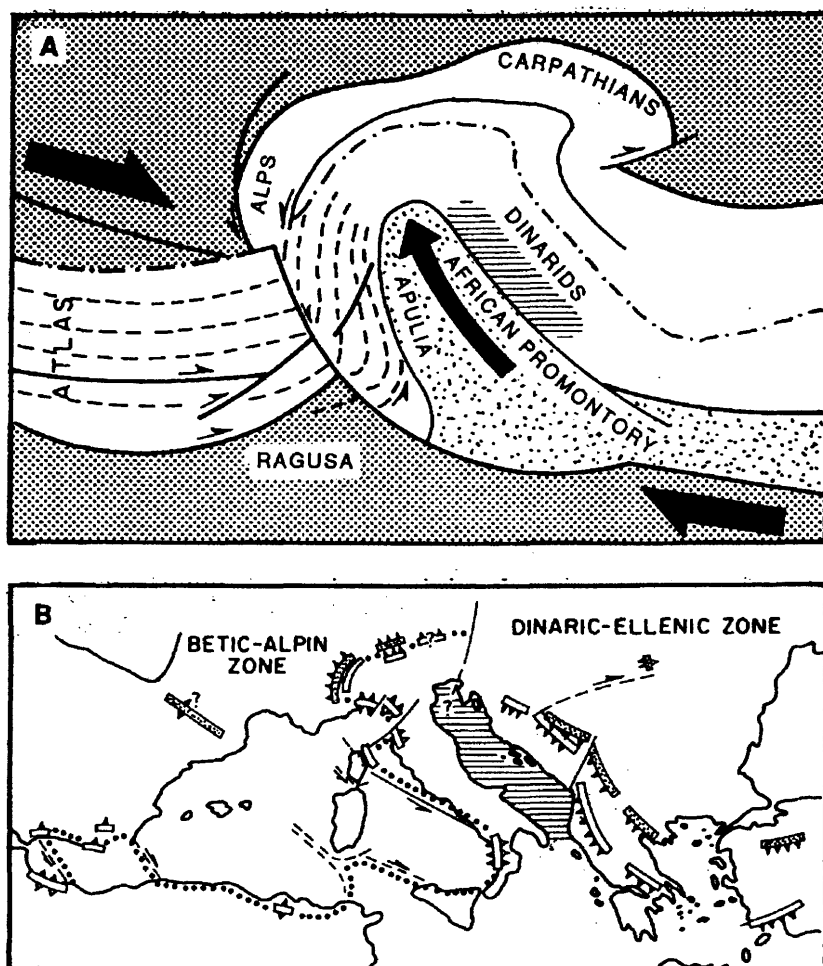


Fig. 7.3.1 - Modello dell'evoluzione strutturale proposto per la regione Adriatica (da Brambati *et al.*, 1990)

La sequenza Mesozoica mostra notevoli similitudini con quelle affioranti nelle aree circostanti emerse e la si può correlare con le sequenze rinvenute nelle Alpi Meridionali, nell'Appennino e nelle Alpi Dinariche.

Il Paleocene e il medio e tardo Miocene sono caratterizzati da sedimenti terrigeni, arenacei e argillosi distribuiti un po' ovunque nel bacino.

Nel tardo Miocene un ciclo sedimentario più esteso termina con la precipitazione di evaporiti sopra le quali i depositi salmastri del tardo Messiniano marciano l'inizio di un nuovo ciclo che perdura per tutto il Quaternario.

Si alternano dalla fine del Pliocene e per tutto il Quaternario fasi di regressione e trasgressione che regolano pertanto gli accumuli sedimentari lungo la piattaforma continentale, sulla quale si alternano corpi sabbiosi a sedimenti più fini. Si ricordano a tale proposito le sabbie di Asti presenti nel Nord

Adriatico, dalla valle del Po fino ad est di Ancona; più a sud si rinvergono le sabbie della formazione di Carassai, mentre nella sezione sud orientale si rinvergono le argille di Santerno (Brambati *et al.*, 1990).

## 7.4 - Evoluzione tardo-quadernaria in dettaglio

Nel Pliocene inferiore si osserva un aumento del livello marino, mentre l'inizio del Quaternario è caratterizzato da un calo dello stesso con il graduale riempimento del bacino; con le glaciazioni infatti inizia una fase di colmatazione del bacino con sedimenti torbiditici provenienti dall'Appennino, dall'area padana e dalle coste orientali (Curzi & Giordani, 1989).

Circa 10000-7000 anni fa inizia la trasgressione olocenica (Flandriana), che segue l'ultima fase della glaciazione Würmiana (18000-23000 anni fa), in cui si verificò l'emersione dell'Adriatico settentrionale, trasformato in una vasta pianura alluvionale. Durante tale periodo la linea di riva si arrestò attorno alla isobata dei 120 m circa (Fairbanks, 1989). Il mare era relegato nella Depressione Meso-Adriatica, collegata all'Adriatico mediante uno stretto canale, mentre, come è già stato precisato, l'attuale piattaforma continentale si presentava come un'estesa pianura fluvio palustre.

Al largo della costa romagnola i depositi continentali würmiani hanno uno spessore di circa 40-50 m e tendono a diminuire spostandosi verso sud con la prevalenza di depositi marini (Brambati *et al.*, 1990).

L'abbassamento del livello marino, determinò un aumento del potere erosivo fluviale che provocò un notevole apporto di sedimenti alluvionali sabbiosi alla pianura. In questo periodo si verificò l'avanzata del ciglio della piattaforma continentale e il riempimento progressivo della Depressione Meso-Adriatica.

Con il termine dell'ultima glaciazione e lo scioglimento dei ghiacciai (circa 18000 anni fa) si instaurò la trasgressione flandriana, a causa della quale si produsse un sollevamento del livello marino che in breve ricoprì la pianura fluvio-palustre. Circa 6000 anni fa la trasgressione raggiunse il suo livello massimo, superando la costa attuale, in prossimità di Ravenna, di ben 14 Km.

La trasgressione, peraltro molto rapida, ha comportato una stasi nella sedimentazione, almeno fino al raggiungimento del livello attuale e ha dato luogo ad una redistribuzione delle sabbie precedentemente depositate, originando così una copertura delle già citate sabbie "relette".

Al termine della trasgressione olocenica, si è instaurato l'attuale sistema di sedimentazione controllato dagli apporti fluviali e dalla redistribuzione dei sedimenti da parte delle correnti e del moto ondoso.

I sedimenti olocenici ed attuali caratterizzano un livello pelitico sovrastante le sabbie relette che progradano verso il largo (Curzi & Tomadin, 1987). La dinamica sedimentaria attuale vede infatti una distribuzione di

sedimenti grossolani lungo la costa ed un accumulo di sedimenti più fini disposto arealmente in funzione delle correnti e della morfologia dei fondali e della costa.

Nell'area di interesse di tale studio, di fronte a Pescara, i fanghi olocenici hanno un notevole spessore (50 m) e passano assottigliandosi sensibilmente alla Depressione Meso Adriatica.

## 7.5 - Sedimentologia

La distribuzione dei sedimenti attuali è legata al sistema deposizionale instauratosi in seguito alla trasgressione olocenica, quando il mare ha raggiunto più o meno il livello attuale (2000-3000 anni fa). Una fascia pelitica, con spessore di qualche decina di metri, divide le sabbie di spiaggia attuali dai sedimenti sabbiosi affioranti al largo.

Attualmente la sedimentazione nell'Adriatico è legata quasi esclusivamente agli apporti fluviali e al regime delle correnti marine e del moto ondoso. Il maggior contributo di materiale è dovuto al fiume Po, mentre gli altri fiumi, contribuiscono in maniera decisamente inferiore in termini di portata solida.

La quantità totale di sedimento immessa dal fiume Po è calcolata nell'ordine di  $20 \cdot 10^6$  tonnellate/anno con una composizione prevalentemente siltosa (70%) e subordinatamente argillosa (~ 10%) e sabbiosa (~25%) (Colantoni *et al.*, 1979).

L'immissione di acque dolci in mare, causa una perdita di velocità ed un calo nella capacità di trasporto, determinando così un deposito di materiali più grossolani sottocosta mentre la componente più fine del sedimento viene trasportata in sospensione anche a grande distanza dal punto di immissione. Al largo questo materiale fine viene preso in carica dalle correnti di deriva, con andamento antiorario, e trasportato verso sud, dando origine ad una fascia limosa, caratteristica di tutta la piattaforma adriatica.

Di seguito a questi sedimenti fini che occupano una larga fascia centrale dell'Adriatico, si rinvergono sedimenti con percentuali di sabbia sempre maggiori; si tratta delle "sabbie relitte", posizionate in aree a scarsa o nulla sedimentazione che testimoniano eventi passati. La presenza di questi sedimenti grossolani in mare aperto è legata alla storia del sistema deltizio del fiume Po che, come già accennato precedentemente, in epoca pleistocenica, in regime regressivo, era avanzato sulla piattaforma continentale sospingendosi verso sud, fino all'altezza di Pescara. Tali sedimenti, infatti, caratteristici dell'area centro-settentrionale, sono stati rinvenuti fino al ciglio della Depressione Meso-Adriatica.

Per quel che concerne più in particolare l'area di interesse di questo lavoro di tesi, cioè quella dell'Adriatico Centrale, essa è caratterizzata, come sottolineano Curzi & Tomadin (1987), da materiali di provenienza padana,

trasportati dalle correnti marine sebbene, sotto il profilo mineralogico siano gli apporti fluviali appenninici a dare ai sedimenti l'impronta decisiva.

Gli apporti di provenienza appenninica presentano infatti contenuti minori di illite e clorite rispetto a quelli padani, mentre hanno tenori di smectite decisamente più alti, soprattutto in corrispondenza di Pescara, in cui si sono registrati i tenori in assoluto più elevati (> 40%).

Inoltre gli autori sono riusciti a distinguere due aree a diversa dinamica in base alla distribuzione dell'illite e della smectite; una a nord del Conero, caratterizzata da elevati livelli energetici e una a sud che, in corrispondenza del cambiamento di direzione della costa, crea una zona d'ombra caratterizzata da livelli energetici più bassi in cui prevale il deposito.

In tale area inoltre si pensa che la sedimentazione attuale sia regolata da meccanismi rimasti invariati negli ultimi 10000 anni e la morfologia dei fondali dipende dalla geometria e dalla storia deposizionale del drappo pelitico olocenico che raggiunge uno spessore notevole (50m) soprattutto di fronte a Pescara e che tende ad assottigliarsi notevolmente nella Depressione Meso-Adriatica.

## 7.6 - Idrologia

Molteplici sono i processi dinamici che interagiscono nel Mar Adriatico e che regolano la dispersione dei sedimenti tra i quali il moto ondoso, le correnti superficiali e quelle di deriva.

La circolazione generale avviene in senso antiorario anche se mostra caratteri e periodicità molto differenti nei tre bacini. Quello meridionale infatti risulta influenzato direttamente dal Mediterraneo orientale attraverso il Canale di Otranto dal quale riceve acque particolarmente salate, mentre quello settentrionale, che ha profondità modeste, subisce l'afflusso di notevoli quantità di acque dolci, essendo l'area settentrionale la più ricca di apporti fluviali.

Le correnti, soprattutto quelle di gradiente e di deriva, ma anche quelle legate alle maree e al deflusso fluviale, hanno una notevole importanza per la diluizione ed il mescolamento delle acque e per il trasporto dei materiali solidi. Esse spesso agiscono in maniera discordante tra superficie, fondo e posizione intermedia.

A prescindere dall'effetto delle maree, sesse e deriva da vento, che possono avere un'azione ed un interesse più locale, quello che influenza tutta la circolazione dell'Adriatico è un nucleo di acqua salata e densa ( $S = 38.85-38.90\%$ ) che attraverso il Canale di Otranto, risale l'Adriatico ad una certa profondità. Come già accennato è un'acqua che proviene dal Mediterraneo Orientale e prende il nome di "Corrente Intermedia Levantina". Il richiamo di quest'acqua molto salata è dato dalla presenza nell'Adriatico settentrionale di acque a bassa salinità e densità. Ovviamente tale acqua tende a diluirsi sempre



più nella sua risalita lungo le coste orientali, dove con apporti di acque dolci modesti rispetto al bacino settentrionale, comincia l'azione di diluizione. Il maggiore apporto di acque dolci proviene dal Nord Adriatico; si crea così una corrente superficiale di acque più leggere, in uscita, cui necessariamente consegue, per equilibrio, l'entrata delle acque intermedie dal Mediterraneo. Inoltre l'azione della rotazione terrestre fa sì che le acque settentrionali uscenti dal bacino vengano spinte verso il lato occidentale, deviate cioè verso destra rispetto al senso del moto, mentre le acque entranti levantine fluiscono verso il lato orientale.

Ovviamente lo scontro di queste acque, a caratteristiche così diverse - quella levantina con salinità (38.8‰) e temperatura (14.4°C) costanti nel tempo, quella settentrionale soggetta a notevoli variazioni di densità sia per la temperatura che può scendere anche fino ai 6°C che per gli apporti fluviali - crea delle variazioni di densità tra estate ed inverno. Tali variazioni si attenuano in inverno, periodo in cui la corrente tende a smorzarsi mentre aumentano in estate. Si verifica pertanto il massimo ricambio d'acqua nel bacino proprio nei mesi estivi (Mosetti, 1984). In particolare in Adriatico Centrale il ramo discendente incontra presso Conero un ramo trasversale che si sposta dalle coste dalmate verso quelle italiane; in tale area l'incontro tra le due correnti ascendente e discendente, crea una cella di circolazione costiera che prende in carico i sedimenti fini, trasportandoli in un circuito costiero, mentre i materiali non catturati da questa cella proseguono il loro viaggio verso sud. Inoltre dal nord Adriatico giungono correnti di densità che spesso interessano ampie fasce sul fondo e che dirigendosi verso sud vanno talora ad interessare la Depressione Meso-Adriatica.

Infine in tutto l'Adriatico notevole è l'influenza dal moto ondoso, che vista la scarsa profondità dei fondali, influisce in maniera preponderante sulla sedimentazione costiera.

## 8 - RISULTATI CAROTA ADR97 1

La carota ADR97 1 è stata campionata durante la campagna oceanografica della nave "Urania" in Adriatico Centrale, in particolare nell'area antistante Pescara ad una profondità di 248 m (30 giugno - 7 luglio 1997). Sono stati recuperati 550 cm suddivisi in 5 spezzoni (1sp.-120 cm; 2sp.-120cm; 3sp.-120cm; 4sp.-119cm; 5sp.-71cm).

### 8.1 - Analisi radiografiche e descrizione macroscopica

Inizialmente i cinque spezzoni sono stati sottoposti ad analisi ai raggi X e successivamente la carota è stata aperta, descritta e campionata (Fig. 8.1.1). Al momento del taglio presentava un buono stato di conservazione ad eccezione dello spezzone più superficiale che, causa l'elevato contenuto in acqua, ha probabilmente subito un lieve rimescolamento nei primi centimetri di sedimento (0-30 cm).

Di seguito si riporta schematicamente la descrizione radiografica e macroscopica della carota. In particolare sono state fatte osservazioni su: granulometria, variazioni cromatiche, strutture sedimentarie visibili e presenza di resti organogeni. Per quanto riguarda i colori si è fatto riferimento alle tavole di Munsell (soil color chart).

**5 spezzone (0-71 cm):** Dall'indagine ai raggi X lo spezzone si presenta uniforme, privo di strutture, costituito da un sedimento denso, omogeneo ed idrato. Queste caratteristiche sono state messe ulteriormente in evidenza all'apertura della carota. Infatti si è potuto osservare un sedimento omogeneo, particolarmente idrato nella porzione più superficiale (0-30 cm), costituito da una pelite argillosa. Colore: 5y 5/2 - Olive gray.

**4 spezzone (71-191 cm):** L'indagine ai raggi X non ha evidenziato alcuna differenza rispetto lo spezzone precedente, trattandosi sempre di un sedimento denso ed omogeneo. Nella parte alta (80-100cm) compaiono forme irregolari più scure, di diametro millimetrico.

Anche l'apertura della carota ha rilevato un sedimento del tutto simile allo spezzone precedente, caratterizzato da una pelite argillosa idrata. Colore: 5y 5/2 - Olive gray che a 170 cm circa passa a 5y 5/1 - Gray.

**3 spezzone (191-310 cm):** Le radiografie mostrano un sedimento sempre uniforme, omogeneo e denso. Tra i 224 e 225 cm è visibile il guscio millimetrico di un bivalve. Anche in questo caso in fase di apertura è confermata l'uniformità riscontrata dall'indagine ai raggi X. Il sedimento è ancora omogeneo anche se più plastico e meno idrato rispetto ai livelli precedenti. Si tratta di una pelite argillosa in cui compaiono delle pigmentazioni nere. Colore: 5y 5/1 - Gray.

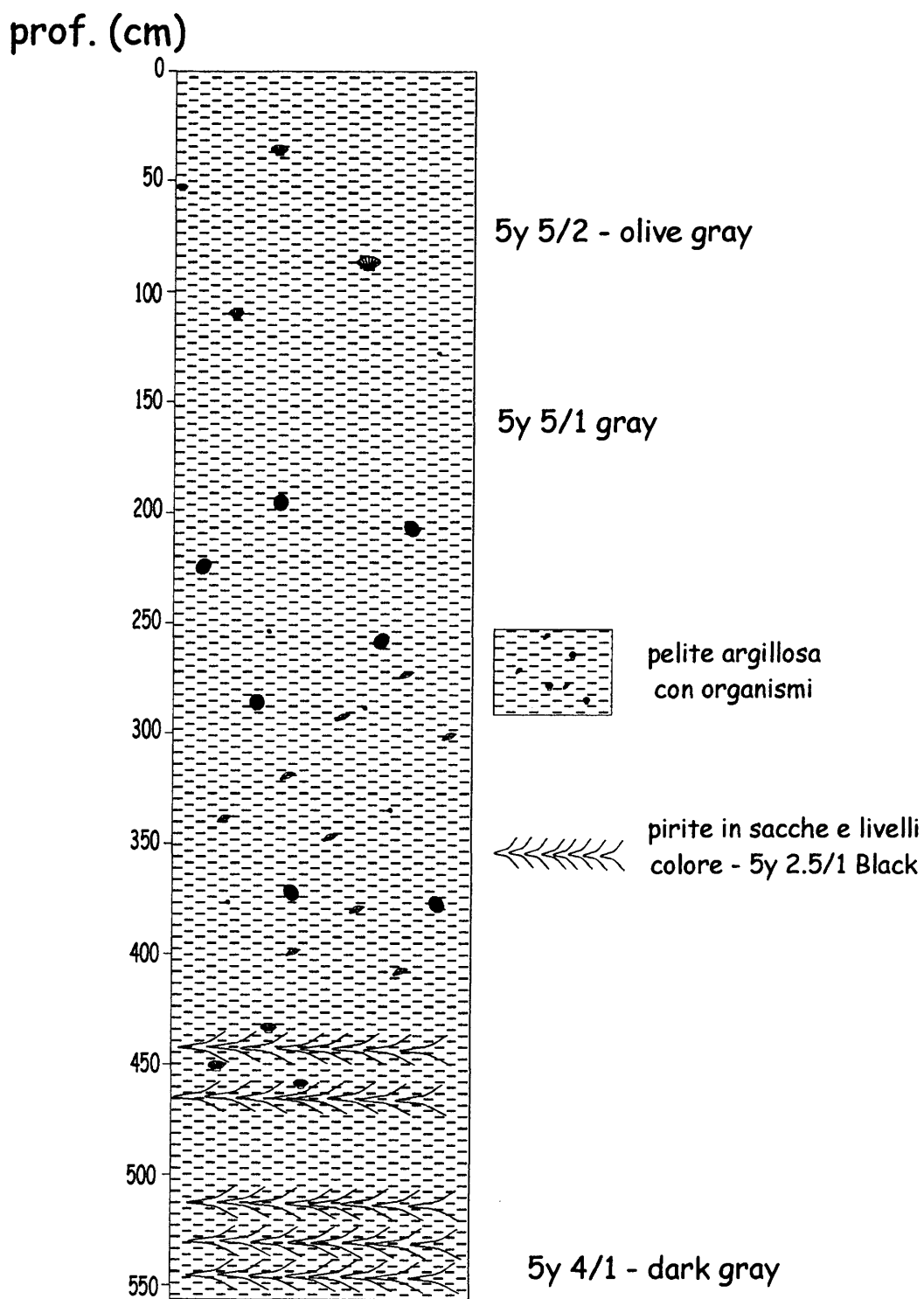


Fig. 8.1.1 - Log preliminare delle caratteristiche sedimentologiche della carota ADR. 1. Per i colori è stata usata la tavola dei colori di Munsell.

**2 spezzone** (310-430 cm): Le radiografie non evidenziano ancora nessuna variazione rispetto agli spezzoni più superficiali, trattandosi sempre di un materiale uniforme e denso. Riconoscibile la presenza di sparsi frammenti conchigliari.

Come per gli spezzoni precedenti anche in questo caso all'apertura il materiale di questo spezzone è risultato omogeneo e privo di strutture. La granulometria è sempre fine (pelite argillosa), e il sedimento risulta essere plastico e poco idrato. Inoltre, frequenti sono i frammenti di conchiglie (gasteropodi, lamellibranchi) lungo tutto lo spezzone come pure la presenza di spicole di spugna. Gli ultimi 30 cm presentano delle pigmentazioni più scure che assumono un aspetto di laminazioni. Colore: 5y 5/1 - Gray.

**1 spezzone** (430-550 cm): Le radiografie evidenziano nei primi 40 cm (440-480 cm) strutture parallele, che ricompaiono nella parte terminale della carota (ultimi 40 cm).

In fase di apertura si osserva che le strutture piano-parallele rilevate precedentemente dalle radiografie, sono dovute alla abbondante presenza di pirite sia nei primi 70-75 cm in cui si alternano livelli più chiari (colore: 5y 5/1 - Gray) a livelli più scuri (colore: 5y 4/1 - Dark gray), sia verso il fondo, in cui si alternano nuovamente livelli più scuri (colore: 5y 2.5/1 - Black) a livelli più chiari (colore: 5y 4/1 - Dark gray). La granulometria resta invariata, caratterizzata cioè da un sedimento fine (pelite argillosa).

## 8.2 - Descrizione microscopica speditiva della frazione sabbiosa

Al momento dell'apertura della carota sono state effettuate, circa ogni 30 cm, delle analisi speditive della frazione sabbiosa prendendo una piccola quantità di materiale, setacciato a 62.5 µm e osservato tramite un microscopio ottico a luce riflessa.

Di seguito viene riportata schematicamente la descrizione di ogni singolo lavato, dal più superficiale al più profondo:

**0-1 cm** (spezzone 1/5) - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a favore della frazione organica che risulta essere ben classata ed estremamente ricca soprattutto in foraminiferi porcellanacei. Tra i bentonici si rinvencono le seguenti specie: *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Hyalinea baltica*, *Bulimina aculeata*, mentre tra i planctonici prevalgono *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.. Abbondante è pure la presenza di Lamellibranchi, Ostracodi con valve sia lisce che non e Gasteropodi. Presenti spicole di spugna.

**48-49 cm** (spezzone 1/5) - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a favore della frazione organica che risulta essere ben classata ed estremamente ricca soprattutto in foraminiferi porcellanacei. Tra i bentonici si rinvencono le seguenti specie: *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Hyalinea baltica*, *Bulimina aculeata*, mentre tra i planctonici prevalgono *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.. Abbondante è pure la presenza di Lamellibranchi, Ostracodi con valve sia lisce che non e Gasteropodi. Presenti spicole di spugna.

**70-71 cm** (spezzone 1/5) - Nel campione è presente la sola componente organica (100%). Essa risulta ben classata con abbondante presenza di foraminiferi porcellanacei e, subordinatamente di quelli agglutinanti. Tra i bentonici si rinvencono le seguenti specie: *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Hyalinea baltica*, *Bulimina aculeata*, mentre tra i planctonici prevalgono *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.. Presenti sempre Lamellibranchi, Gasteropodi, Ostracodi e Spicole di spugna.

**132-133 cm** (spezzone 1/4) -La frazione organica costituisce la totalità della componente sabbiosa con abbondante presenza di foraminiferi porcellanacei, mentre quelli agglutinanti risultano meno frequenti. Tra i bentonici si rinvencono le seguenti specie: *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Hyalinea baltica*, *Bulimina aculeata*, mentre tra i planctonici prevalgono *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.. Si rinvencono sempre abbondanti Lamellibranchi, Gasteropodi ed Ostracodi, come pure le spicole di spugna.

**191-192 cm** (spezzone 1/3) - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a favore della componente inorganica, presente con percentuali attorno al 60-70%. La componente organica è costituita prevalentemente da foraminiferi porcellanacei, e subordinatamente da quelli agglutinanti. Tra i bentonici si rinvencono le seguenti specie: *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Hyalinea baltica*, *Bulimina aculeata*, mentre tra i planctonici prevalgono *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.. Abbondanti sono Lamellibranchi, Gasteropodi ed Ostracodi come pure le Spicole di spugna. La frazione inorganica risulta essere ben classata ed è costituita prevalentemente da quarzo, feldspati e miche in questo livello va segnalata inoltre la presenza di frammenti di vetro.

**251-252 cm** (spezzone 1/3) - La frazione organica torna ad essere presente con percentuali decisamente elevate rispetto all'inorganica, che è quasi assente. La componente organica è ben classata e presenta una bassa diversità specifica, con la prevalenza dei foraminiferi porcellanacei. Tra i bentonici si rinvencono le seguenti specie: *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Hyalinea baltica*, *Bulimina aculeata*, *Nonionella turgida*, mentre tra i planctonici prevalgono *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.. Sono sempre presenti Lamellibranchi, Gasteropodi ed Ostracodi come pure le Spicole di spugna.

**310-311 cm** (spezzone 1/2) - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a netto favore della frazione organica che è presente con percentuali estremamente elevate (95%) e con una bassa diversità specifica. Prevalenti risultano sempre i foraminiferi bentonici con le specie *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Nonion* spp. ma anche i foraminiferi planctonici sono abbondanti, costituiti prevalentemente da *Globigerina bulloides*. Presenti Lamellibranchi, Gasteropodi e Ostracodi come pure Spicole di sugna.

**369-370 cm** (spezzone 1/2) - La frazione organica risulta sempre la componente dominante dalla frazione grossolana del sedimento ed è ben classata. Prevalgono i foraminiferi porcellanacei, mentre quelli agglutinanti sono meno abbondanti. Tra i foraminiferi bentonici si rinvencono soprattutto *Uvigerina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Hyalinea baltica*, *Bulimina aculeata* mentre per i planctonici prevalgono sempre

*Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.. Abbondanti sono Lamellibranchi, Ostracodi, Gasteropodi, Radioli di echinidi e Spicole di spugna.

**431-432 cm** (spezzone 1/1) - Il campione presenta nuovamente percentuali estremamente elevate della frazione organica (95%) che risulta ben classata e costituita prevalentemente da foraminiferi planctonici con le specie *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp.

**489-490 cm** (spezzone 1/1) - Il campione risulta ben classato con la netta prevalenza della frazione inorganica su quella organica. Compaiono più varietà di foraminiferi sia porcellanacei che agglutinanti mentre scarsi sono i foraminiferi planctonici. Tra i bentonici si rinvengono *Bulimina aculeata*, *Trifarina angulosa*, *Triloculina tricarinata*, *Hyalinea baltica* ecc, mentre i planctonici sono presenti soprattutto con i generi *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides* spp. Frequenti sono i Lamellibranchi, Gasteropodi, Ostracodi e Spicole di sugna. Tra i minerali presenti soprattutto quarzo, feldspati e miche. Inoltre come già osservato nel livello 191-192 frequenti sono i frammenti di vetro.

**528-529 cm** (spezzone 1/1) - Anche in questo livello profondo il rapporto "organico/inorganico" è a favore della frazione inorganica. La fauna è caratterizzata da foraminiferi sia porcellanacei che agglutinanti mentre rari sono i foraminiferi planctonici. Tra le specie bentoniche prevale la specie *Quinqueloculina* spp.. Frequenti sono sempre Lamellibranchi, Gasteropodi, Ostracodi, Spicole di spugna mentre rari sono i briozoi. La componente inorganica, che risulta ben classata, è ricca di quarzo, feldspati e miche.

### 8.3 - Discussione

In sintesi dalle analisi radiografiche, dagli esami macroscopico e microscopico speditivi si osserva una certa uniformità della carota in termini cromatici, di strutture sedimentarie, tessiture, nonché di presenza di organismi.

Dal un punto di vista cromatico la carota risulta prevalentemente grigia (5y 5/1); tuttavia la sommità presenta una colorazione più verde (5y 5/2), dovuta probabilmente all'idratazione dei livelli più superficiali, mentre verso la base il colore diviene più scuro (5y 4/1) per la presenza, più accentuata nei livelli profondi, di minerali scuri soprattutto pirite (Fig. 8.3.1).

Per lo più la carota non presenta strutture e solo nella porzione più profonda si alternano livelli chiari e scuri dovuti sempre alla abbondante presenza di pirite.

La carota, in fatti, come osservato da studi effettuati su carote prelevate in aree vicine da Colantoni & Gallignani (1977) risulta intrisa di solfuri di ferro (pirite) soprattutto nella parte basale e inoltre presenta due livelli vetrosi,

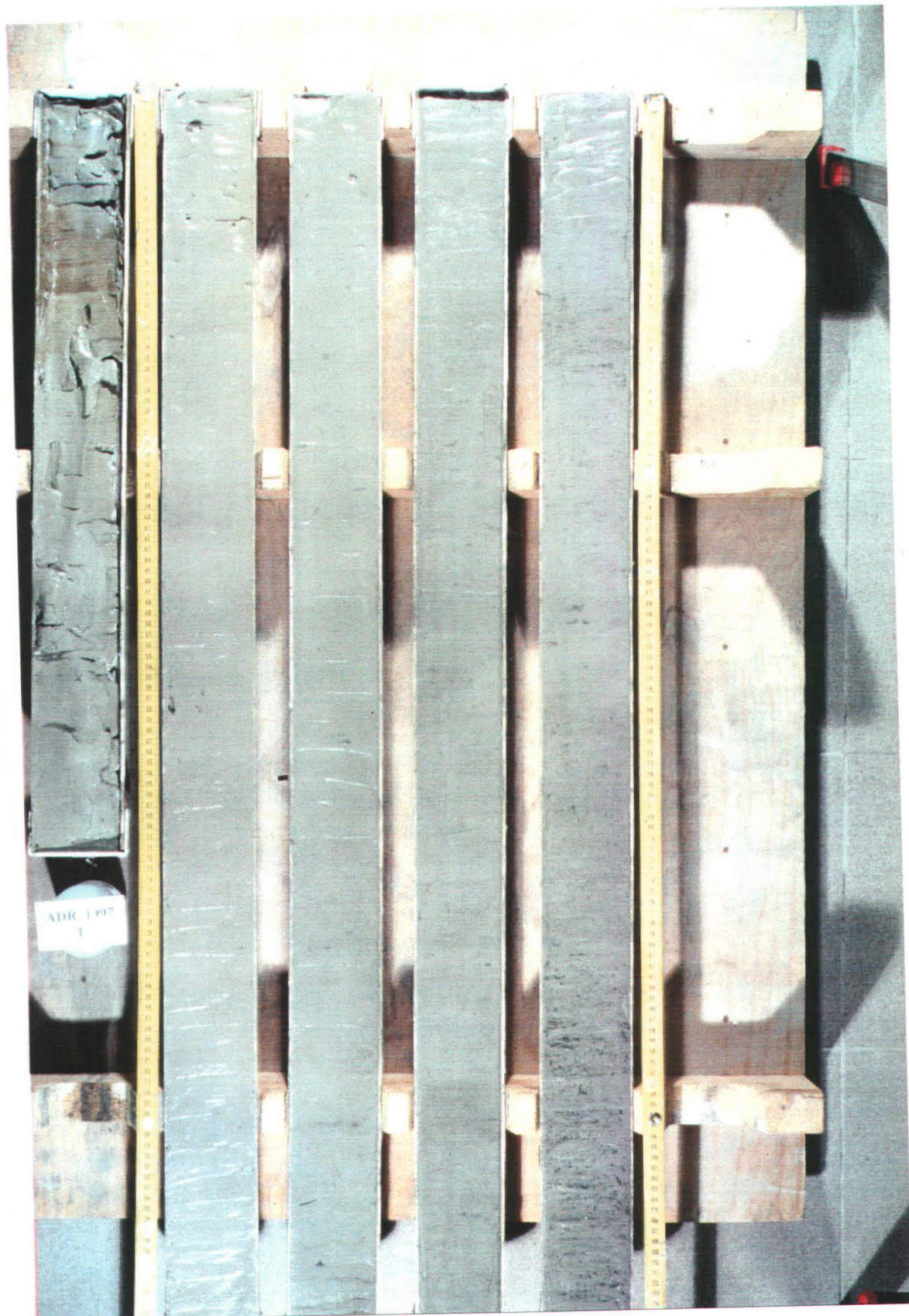


Fig. 8.3.1 - Fotografia della carota ADR.1.

riconducibili alle intense attività vulcaniche che hanno interessato il Mar Adriatico (Calanchi *et al.*, 1998).

Dal punto di vista litologico si presenta piuttosto uniforme; il sedimento è costituito da pelite argillosa. La frazione sabbiosa risulta prevalentemente organogena sebbene tale componente tenda a diminuire nella parte basale della carota a favore di quella inorganica. Abbondante risulta la presenza lungo tutta la carota di lamellibranchi, gasteropodi ed ostracodi, e tra i foraminiferi prevalgono decisamente i bentonici rispetto ai planctonici.

#### 8.4 - Contenuto in acqua

Di seguito viene riportato il *log* (Fig. 8.4.1) della variazione verticale del contenuto in acqua su peso secco. Si osserva una tendenza generale del contenuto in acqua a decrescere irregolarmente verso il fondo, presentando valori variabili da un massimo di 148% ad un minimo pari a 45% (Tab. 8.4.1)

#### 8.5 - Suscettività magnetica

In tabella 8.5.1 sono riportati i valori di suscettività magnetica, misurati secondo il Sistema Internazionale (SI).

I tenori di suscettività, come evidenziato anche dal *log* verticale (Fig. 8.5.1) si aggirano attorno al valore medio di  $18.10 \pm 5.25$ , con una tendenza ad aumentare verso i livelli più profondi. Vanno sottolineati due bruschi aumenti della suscettività magnetica, uno in corrispondenza dei livelli 191-200 cm con un tenore medio pari a  $46.33 \pm 8.96$  e uno in corrispondenza dei livelli 500-510cm con un valore medio di  $61 \pm 7.8$ , dovuti alla presenza di vetro vulcanico.

#### 8.6 - Discussione

Riassumendo per quanto concerne il contenuto in acqua, si osserva un graduale decremento dello stesso dai livelli superficiali alla base della carota, che risulta ovviamente più compatta e meno ricca in acqua, anche se in questo andamento generico si registrano degli aumenti attorno ai 200 cm, 300-350 cm e 500 cm.

In particolare gli aumenti del contenuto in acqua attorno ai 200 e 500 cm corrispondono anche a due massimi nella suscettività magnetica. Fondamentale è risultato l'utilizzo di tale parametro, che unitamente all'indagine diretta tramite osservazioni al microscopio ottico ha permesso di individuare due livelli di vetro vulcanico all'interno della carota (tephra).



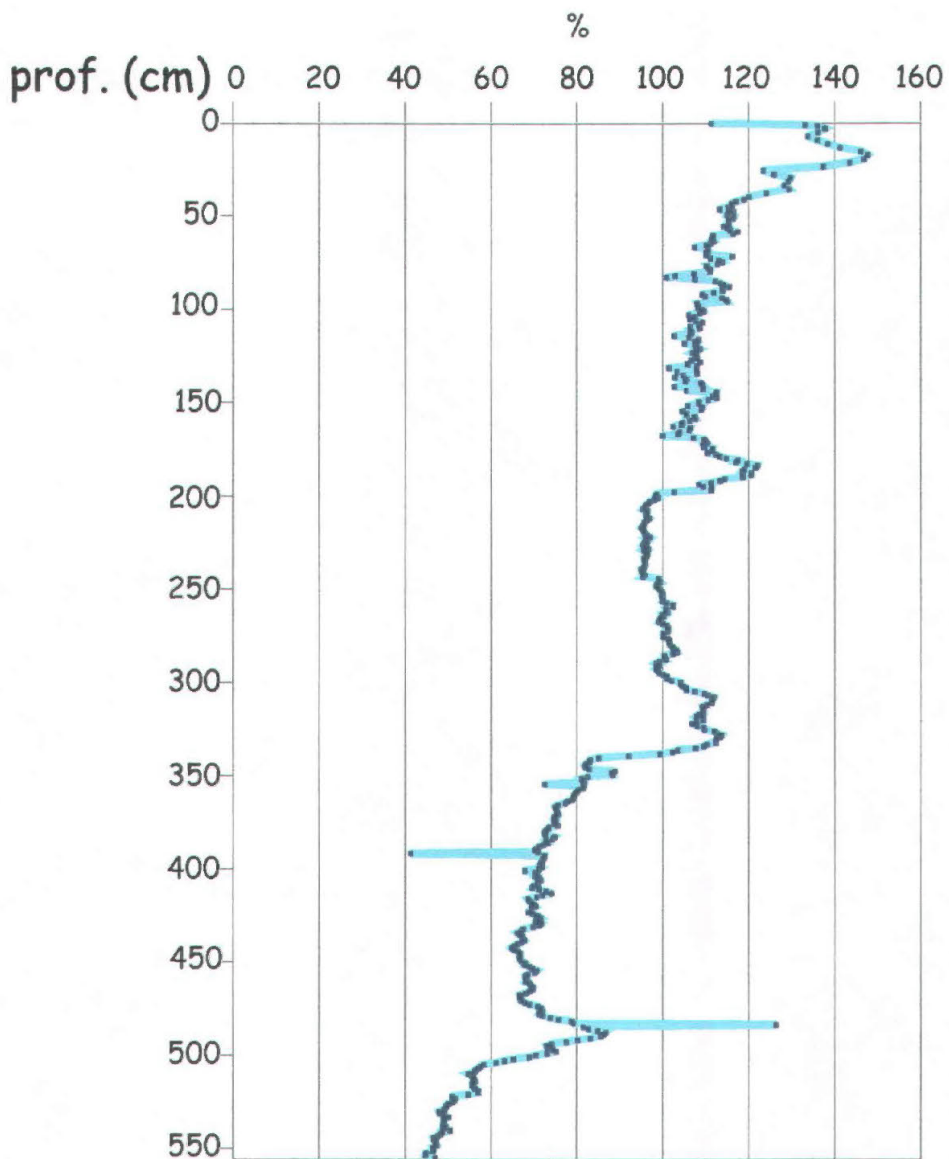


Fig. 8.4.1 - Distribuzione verticale del contenuto in acqua, in percento, su peso secco nella carota ADR. 1.

livello (cm)	% H <sub>2</sub> O	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O
282-283	100	350-351	72	418-419	69	486-487	80
283-284	100	351-352	82	419-420	70	487-488	78
284-285	101	352-353	81	420-421	71	488-489	74
285-286	99	353-354	80	421-422	72	489-490	73
286-287	98	354-355	80	422-423	71	490-491	73
287-288	99	355-356	80	423-424	70	491-492	74
288-289	99	356-357	79	424-425	72	492-493	75
289-290	98	357-358	79	425-426	71	493-494	73
290-291	99	358-359	79	426-427	70	494-495	70
291-292	99	359-360	78	427-428	68	495-496	69
292-293	100	360-361	77	428-429	67	496-497	65
293-294	101	361-362	76	429-430	66	497-498	63
294-295	101	362-363	75	430-431	67	498-499	61
295-296	102	363-364	75	431-432	67	499-500	58
296-297	104	364-365	75	432-433	67	500-501	58
297-298	104	365-366	75	433-434	68	501-502	57
298-299	105	366-367	76	434-435	67	502-503	56
299-300	105	367-368	75	435-436	66	503-504	56
300-301	106	368-369	75	436-437	65	504-505	55
301-302	107	369-370	75	437-438	65	505-506	56
302-303	110	370-371	75	438-439	65	506-507	56
303-304	110	371-372	75	439-440	66	507-508	56
304-305	112	372-373	76	440-441	67	508-509	56
305-306	112	373-374	73	441-442	67	509-510	56
306-307	111	374-375	73	442-443	67	510-511	56
307-308	111	375-376	73	443-444	67	511-512	56
308-309	110	376-377	72	444-445	67	512-513	56
309-310	109	377-378	73	445-446	68	513-514	57
310-311	109	378-379	75	446-447	68	514-515	57
311-312	109	379-380	74	447-448	69	515-516	55
312-313	109	380-381	73	448-449	70	516-517	51
313-314	108	381-382	73	449-450	71	517-518	52
314-315	108	382-383	72	450-451	70	518-519	52
315-316	109	383-384	71	451-452	69	519-520	51
316-317	109	384-385	71	452-453	68	520-521	50
317-318	108	385-386	70	453-454	68	521-522	50
318-319	107	386-387	71	454-455	68	522-523	49
319-320	108	387-388	41	455-456	68	523-524	49
320-321	109	388-389	72	456-457	69	524-525	48
321-322	110	389-390	72	457-458	69	525-526	48
322-323	112	390-391	72	458-459	70	526-527	49
323-324	113	391-392	72	459-460	70	527-528	50
324-325	114	392-393	71	460-461	69	528-529	49
325-326	113	393-394	71	461-462	68	529-530	49
326-327	113	394-395	72	462-463	67	530-531	49
327-328	112	395-396	71	463-464	67	531-532	49
328-329	112	396-397	68	464-465	67	532-533	49
329-330	110	397-398	70	465-466	67	533-534	49
330-331	109	398-399	71	466-467	68	534-535	51
331-332	108	399-400	70	467-468	69	535-536	49
332-333	104	400-401	71	468-469	71	536-537	48
333-334	102	401-402	72	469-470	72	537-538	48
334-335	99	402-403	71	470-471	72	538-539	47
335-336	92	403-404	71	471-472	71	539-540	47
336-337	85	404-405	70	472-473	71	540-541	47
337-338	83	405-406	70	473-474	72	541-542	47
338-339	83	406-407	71	474-475	74	542-543	47
339-340	82	407-408	73	475-476	76	543-544	46
340-341	82	408-409	74	476-477	79	544-545	47
341-342	82	409-410	72	477-478	79	545-546	47
342-343	83	410-411	71	478-479	126	546-547	45
343-344	89	411-412	69	479-480	81	547-548	45
344-345	88	412-413	69	480-481	83	548-549	47
345-346	88	413-414	69	481-482	85		
346-347	83	414-415	70	482-483	87		
347-348	81	415-416	70	483-484	86		
348-349	82	416-417	69	484-485	86		
349-350	82	417-418	69	485-486	83		

Tab. B.4.1 - Continua.

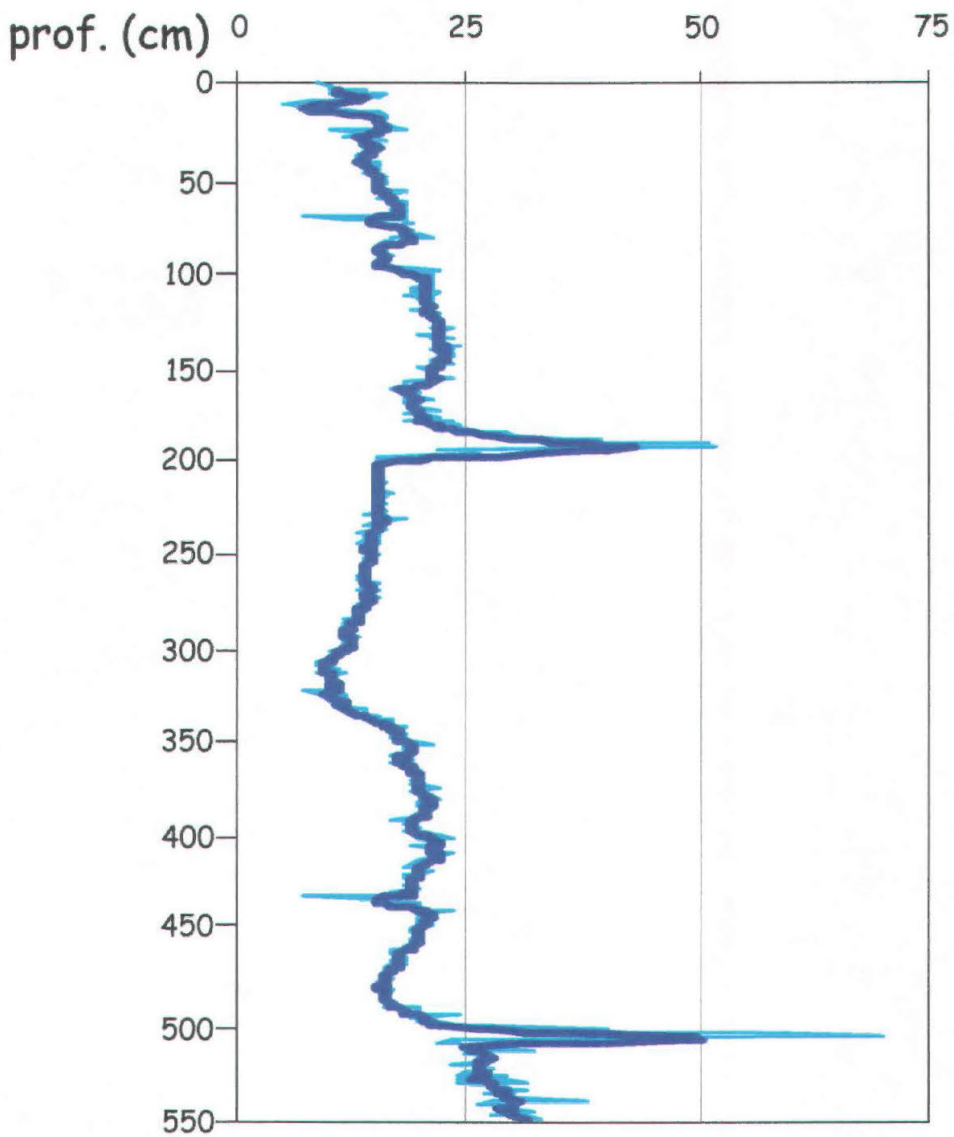


Fig. 8.5.1 - Distribuzione verticale della Suscettività magnetica (SI) della carota ADR. 1. Sono rappresentati in azzurro i valori analizzati ogni centimetro, in blu i tenori calcolati eseguendo una media mobile in base 5.

livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività
0	9	70	18	140	21	210	15
1	10	71	7	141	23	211	15
2	10	72	12	142	22	212	16
3	10	73	18	143	23	213	15
4	14	74	18	144	23	214	15
5	10	75	19	145	22	215	15
6	16	76	17	146	22	216	15
7	15	77	17	147	21	217	17
8	14	78	19	148	23	218	15
9	10	79	19	149	21	219	16
10	8	80	20	150	21	220	15
11	5	81	21	151	20	221	15
12	6	82	17	152	21	222	16
13	7	83	17	153	21	223	15
14	10	84	16	154	21	224	15
15	13	85	15	155	21	225	15
16	15	86	15	156	22	226	16
17	16	87	15	157	23	227	16
18	16	88	16	158	18	228	14
19	16	89	16	159	18	229	16
20	15	90	16	160	18	230	15
21	15	91	16	161	18	231	18
22	17	92	17	162	17	232	15
23	16	93	15	163	19	233	15
24	18	94	15	164	20	234	14
25	19	95	15	165	19	235	15
26	18	96	16	166	19	236	16
27	20	97	17	167	21	237	13
28	20	98	16	168	18	238	15
29	19	99	22	169	18	239	15
30	21	100	19	170	19	240	14
31	19	101	21	171	20	241	15
32	18	102	21	172	19	242	14
33	19	103	20	173	22	243	13
34	20	104	20	174	20	244	15
35	19	105	21	175	18	245	14
36	19	106	21	176	20	246	14
37	10	107	21	177	22	247	14
38	18	108	19	178	18	248	14
39	19	109	21	179	23	249	15
40	17	110	19	180	22	250	15
41	19	111	22	181	24	251	14
42	15	112	21	182	24	252	14
43	15	113	18	183	25	253	14
44	14	114	21	184	25	254	14
45	15	115	20	185	29	255	14
46	15	116	21	186	30	256	14
47	14	117	21	187	29	257	14
48	15	118	21	188	36	258	14
49	16	119	20	189	39	259	14
50	15	120	19	190	38	260	14
51	15	121	22	191	51	261	13
52	16	122	22	192	36	262	14
53	16	123	21	193	52	263	13
54	15	124	22	194	22	264	15
55	15	125	21	195	25	265	15
56	15	126	22	196	26	266	14
57	16	127	22	197	16	267	14
58	18	128	22	198	15	268	13
59	17	129	21	199	15	269	15
60	17	130	23	200	16	270	14
61	15	131	22	201	15	271	14
62	18	132	22	202	15	272	14
63	18	133	22	203	15	273	15
64	18	134	20	204	15	274	14
65	18	135	23	205	15	275	13
66	17	136	21	206	15	276	13
67	18	137	22	207	15	277	13
68	18	138	23	208	15	278	13
69	17	139	24	209	15	279	14

Tab. 8.5.1 - Tabella dei valori relativi alla Suscettività magnetica (SI) nella carota ADR. 1.

livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività
280	14	348	18	416	20	484	17
281	13	349	19	417	21	485	16
282	13	350	21	418	20	486	16
283	13	351	18	419	18	487	17
284	12	352	18	420	18	488	17
285	13	353	18	421	19	489	16
286	12	354	18	422	19	490	20
287	12	355	18	423	19	491	20
288	12	356	17	424	18	492	18
289	12	357	18	425	18	493	24
290	12	358	19	426	20	494	19
291	12	359	17	427	20	495	20
292	12	360	19	428	17	496	20
293	12	361	19	429	17	497	22
294	13	362	19	430	19	498	24
295	12	363	20	431	7	499	25
296	12	364	19	432	15	500	40
297	12	365	19	433	20	501	28
298	12	366	20	434	20	502	38
299	12	367	20	435	20	503	57
300	10	368	20	436	20	504	70
301	10	369	19	437	20	505	56
302	11	370	20	438	23	506	29
303	10	371	19	439	20	507	23
304	10	372	20	440	21	508	22
305	10	373	22	441	20	509	24
306	9	374	19	442	21	510	25
307	9	375	20	443	20	511	32
308	9	376	21	444	20	512	27
309	10	377	21	445	20	513	25
310	10	378	21	446	21	514	27
311	11	379	22	447	19	515	26
312	9	380	21	448	19	516	28
313	12	381	20	449	19	517	26
314	10	382	20	450	20	518	28
315	10	383	20	451	20	519	23
316	10	384	21	452	19	520	27
317	11	385	21	453	19	521	26
318	10	386	20	454	19	522	28
319	11	387	20	455	20	523	27
320	11	388	19	456	18	524	25
321	11	389	20	457	18	525	24
322	7	390	17	458	18	526	29
323	9	391	20	459	17	527	24
324	12	392	18	460	17	528	29
325	12	393	20	461	17	529	31
326	12	394	20	462	18	530	24
327	12	395	18	463	18	531	29
328	10	396	20	464	18	532	30
329	11	397	22	465	17	533	31
330	11	398	22	466	18	534	27
331	13	399	23	467	17	535	30
332	14	400	20	468	16	536	29
333	14	401	21	469	17	537	29
334	14	402	22	470	16	538	38
335	15	403	22	471	16	539	28
336	14	404	19	472	16	540	26
337	17	405	22	473	16	541	29
338	16	406	22	474	17	542	30
339	17	407	22	475	16	543	29
340	17	408	23	476	15	544	32
341	18	409	22	477	15	545	31
342	17	410	22	478	15	546	28
343	17	411	20	479	17	547	31
344	17	412	20	480	17	548	33
345	18	413	19	481	17	549	32
346	17	414	18	482	16		
347	18	415	20	483	16		

Tab. 8.5.1 - Continua.

I livelli di tephra nei sedimenti marini sono un importante indice stratigrafico che fornisce utili indicazioni sulle età assolute in una carota (Wheatcroft, 1990).

L'Adriatico centrale fornisce un ambiente ideale per studiare questi livelli in quanto in esso si rinvengono "record" sedimentari continui dal bacino profondo verso la piattaforma, elevati tassi di accumulo ed inoltre poiché presenta una posizione distale rispetto alle differenti sorgenti di ceneri vulcaniche (Calanchi *et al.*, 1998).

In particolare si registra una distanza di 200km NNE dall'area vulcanica campana (Ischia, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio), che ebbe un'intensa attività esplosiva durante il tardo-quaternario (Rosi & Sbrana, 1987; Vezzoli, 1988); una distanza di circa 400km dall'arco Eolico, che ebbe un'intensa attività esplosiva nel Tirreno centrale (Calanchi *et al.*, 1994); e circa 550km separano l'area verso sud dall'Etna, del quale si registrano pochi recenti, ma intensi eventi esplosivi (De Rita *et al.*, 1991).

In particolare Calanchi *et al.* (1998) hanno interpretato il primo livello (attorno ai 490-510cm) come legato all'episodio C2/NYT (*Neapolitan Yellow Tuff*) datato 12.3Ka (Rosi & Sbrana, 1987) mentre per il secondo livello, più superficiale (180-200cm) sia Calanchi *et al.* (1998) che Asioli *et al.*, (1996) lo collocano nell'episodio AMS/PF (Agnano Monte Spina - Campi Flegrei) datato 4.4Ka (Rosi & Sbrana, 1987).

Questi due livelli hanno pertanto consentito di dare un'interpretazione cronostratigrafica della carota in esame.

## 8.7 - Datazioni con il radiocarbonio

In questa carota sono state effettuate due datazioni una più superficiale (livello 14-16 cm) che ha un età di  $600 \pm 40$  anni B.P., una più profonda (400-403 cm), datata  $10470 \pm 60$  anni B.P. (Fig. 8.7.1). A queste due datazioni si sono aggiunte altre due ricavate dalla bibliografia in base alla presenza dei livelli di tephra.

Sulla base delle età radiometriche non corrette sono stati misurati i tassi di sedimentazione. Prendendo in considerazione solo le due età calcolate con il metodo del radiocarbonio, il tasso è risultato pari a 39.16cm/1000anni; considerando anche i livelli di tephra i tassi sono risultati pari a 51.31cm/1000anni tra i 15-200 cm, 31.55cm/1000anni tra i 200 e 400 cm e 53.82 cm/anni tra 400 e 500 cm.

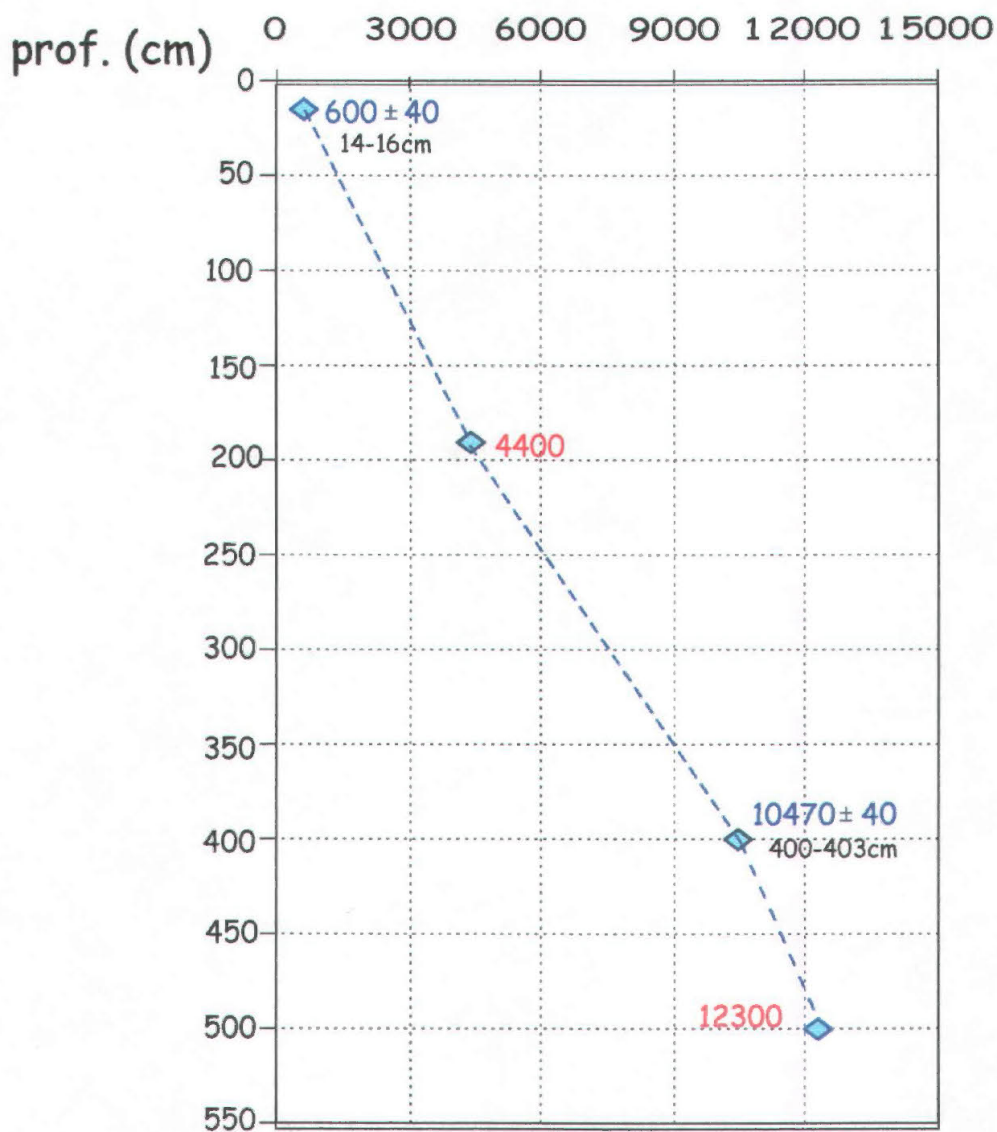


Fig. 8.7.1 - Età radiometriche non corrette nella carota ADR. 1; in blu sono rappresentate le età calcolate con il metodo del radiocarbonio su foraminiferi bentonici, in rosso quelle ricavate dall'analisi dei livelli di tefra (Calanchi et al., 1998).

## 8.8 - Parametri granulometrici

In tabella 8.8.1 vengono riportati i risultati delle analisi granulometriche dei 111 livelli campionati. In particolare è stata riportata la percentuale ponderale delle singole classi granulometriche, a intervalli regolari di  $\frac{1}{2}$  intervallo  $\phi$ , delle percentuali di sabbia, silt e argilla ed i parametri statistici.

E' stata utilizzata la classificazione di Friedman & Sanders (1978) che pone il limite dimensionale ghiaia-sabbia-silt-argilla in corrispondenza di 2mm, 63 $\mu$ m e 2 $\mu$ m.

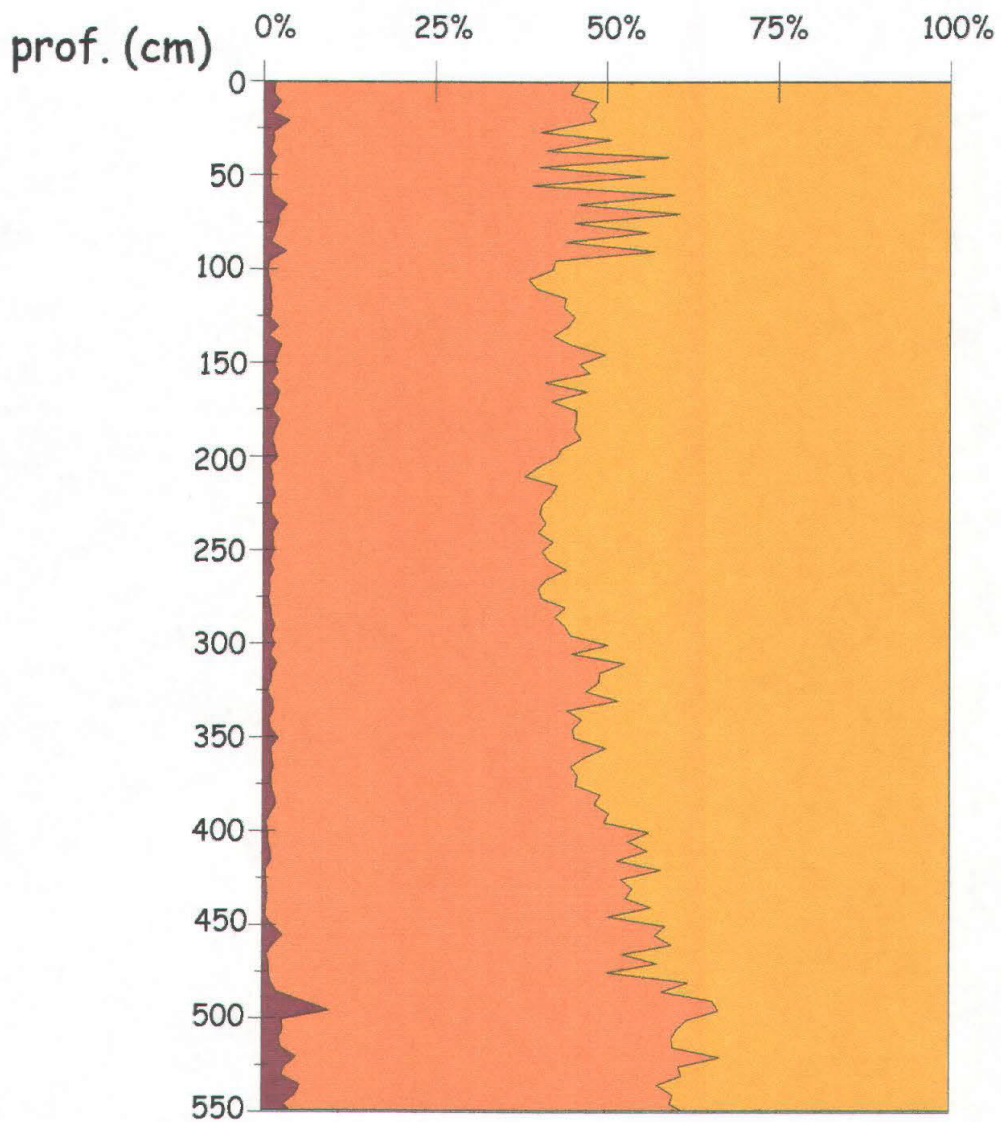
I dati ottenuti dalle analisi granulometriche evidenziano che il sedimento della carota è prevalentemente pelitico con contenuti in silt e argilla in media leggermente a favore di quest'ultima. In particolare il silt è presente con un valore medio pari a  $47.2 \pm 0.07\%$ , oscillante fra 36.7 e 61.7%, mentre l'argilla varia da 33.37% a 61.91% con una media di  $51 \pm 0.07\%$  (Fig. 8.8.1). Dall'osservazione del log tessiturale tuttavia appare una tendenza del silt a prevalere sulla frazione argillosa nella porzione più superficiale (0-100 cm) e basale (400-550 cm) della carota. La sabbia risulta essere decisamente subordinata con tenori medi pari a  $1.8 \pm 0.01\%$ , variabili tra 0.50% e 9.8%.

I contenuti in sabbia più elevati si registrano nella porzione basale della carota seguendo l'andamento del silt.

Per una maggiore descrizione della variazioni verticali dei caratteri della frazione sabbiosa e pelitica sono stati considerati anche i parametri granulometrici statistici (Tab. 8.8.1) secondo Folk & Ward (1957): diametro medio  $M_z$  (*mean size*), dispersione  $\sigma_i$  (*sorting*), asimmetria  $Sk_i$  (*Skewness*) e appuntimento  $K_G$  (*Kurtosis*), riportati anch'essi nella tabella 8.8.1

Il *mean size* (valore medio  $8.55 \pm 0.29\phi$ ), indicativo del valore di tendenza centrale della distribuzione granulometrica, mostra che tutti i valori sono compresi tra  $7.57\phi$  e  $8.94\phi$ , ossia ricadono nel campo del silt molto fine. L'andamento del  $M_z$  sottolinea quindi quanto evidenziato dal log tessiturale e cioè una tendenza a sedimenti più grossolani nella porzione più recente ed antica della carota, mentre nella parte centrale prevalgono le granulometrie più fini. Per quanto riguarda il *sorting*, esso ha un valore medio di  $1.54 \pm 0.17\phi$  e in particolare varia da  $1.22\phi$  a  $2.11\phi$ : i sedimenti della carota variano quindi da moderatamente selezionati a poco selezionati. In generale sono i sedimenti più antichi ad essere meno classati. La *Kurtosis* varia da 0.83 a 1.26, con un valore medio di  $0.99 \pm 0.10$ , campo dei sedimenti mesocurtici. Infine la *Skewness* ha un range di variazione compreso tra -0.37 e 0.02, con un tenore medio pari a  $-0.15 \pm 0.07$ , quindi la maggior parte dei campioni presenta un'asimmetria negativa, cioè ha una coda granulometrica spostata verso i sedimenti più grossolani (Fig. 8.8.2).





**sabbia**

**silt**

**argilla**

Fig. 8.8.1 - Distribuzione tessiturale nella carota ADR.1.

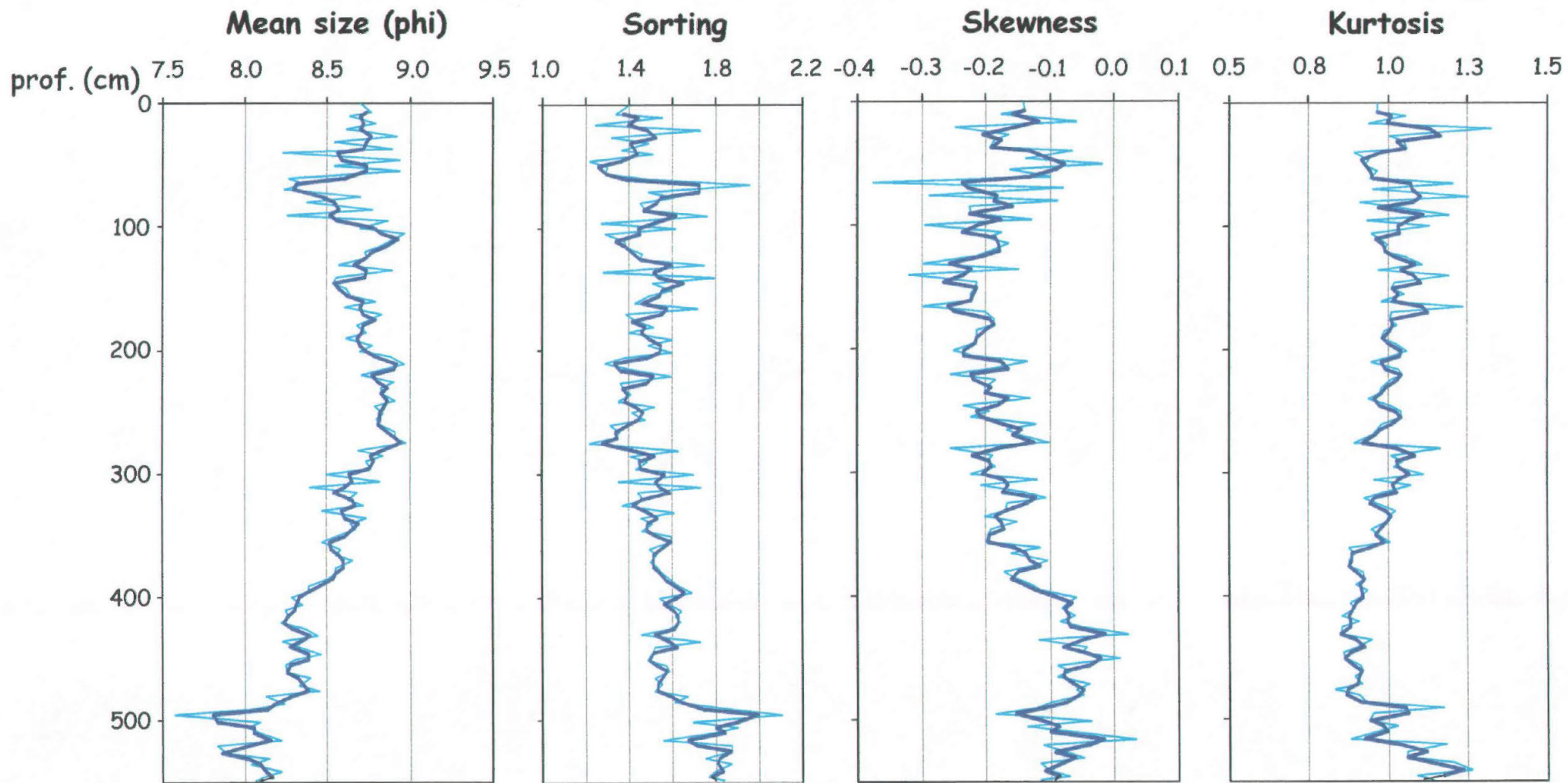


Fig. 8.8.2 - Distribuzione verticale dei parametri tessiturali di Folk & Ward (1957) nella carota ADR.1.  
 In azzurro sono rappresentati i valori dei parametri analizzati, in blu il valore della media in base 2 calcolata per gli stessi.

Table with 27 columns and 547 rows. Columns include: Interval (cm), and 26 statistical/percentile values ranging from -0.20 to +11.00, and 6 final columns with values from 1.7% to 54.1% and others. The table lists data for various depth intervals from 0-1 to 548-550 cm.

Tab. B.8.1 - Tabella dei valori relativi alle classi granulometriche, alle percentuali di sabbia, silt e argilla e ai parametri statistici (Folk & Ward, 1957) nella carota ADR. 1.

Quindi riassumendo le caratteristiche granulometriche del sedimento questo risulta mediamente un silt molto fine, poco selezionato, asimmetrico negativo e mesocurtico.

## 8.9 - Discussione

Decisamente scarsi risultano i lavori in Adriatico centrale che considerano i parametri granulometrici quali indicatori paleoambientali. Il fatto va giustificato con il riscontro di una relativa uniformità granulometrica rilevata in carote prelevate in questa ed in aree limitrofe.

Risultati simili, che evidenziano questa uniformità granulometrica, sono stati ottenuti da diverse ricerche effettuate su carote prelevate in questa zona (Trincardi *et al.*, 1996; Curzi & Tomadin, 1987; Calanchi *et al.*, 1998).

Livello (cm)	sabbia (%)	Silt (%)	clay (%)	$M_z(\phi)$	$\sigma_1$	$Sk_1$	$K_g$
0-25	2.0±0.9	43.8±2.7	54.1±3.1	8.7±0.1	1.4 ±0.2	-0.15±0.1	1.0±0.1
25-100	1.6±0.8	47.6±7.6	50.8±7.9	8.6±0.3	1.5±0.2	-0.2±0.1	1.0±0.1
100-210	1.6±0.6	42.2±2.8	56.2±2.9	8.7±0.1	1.5±0.1	-0.2±0.1	1.0±0.1
210-290	1.4±0.4	40.3±1.4	58.3±1.4	8.8±0.1	1.4±0.1	-0.2±0.0	1.0±0.1
290-340	1.4±0.4	46.7±2.7	52.0±2.9	8.6±0.1	1.5±0.1	-0.2±0.0	1.0±0.1
340-400	1.4±0.5	46.8±3.5	51.9±3.3	8.5±0.1	1.6±0.1	-0.1±0.0	0.9±0.0
400-470	1.4±0.5	53.9±2.7	45.1±2.9	8.3±0.1	1.6±0.1	-0.1±0.0	0.9±0.0
470-530	3.5±2.4	57.5±3.2	39.0±4.4	8.1±0.2	1.8±0.2	-0.1±0.1	1.0±0.1
530-550	4.4±1.0	55.0±2.2	40.6±1.5	8.1±0.1	1.8±0.05	-0.1±0.0	1.2±0.1

Tab. 8.9.1 - Tenori medi di sabbia, silt, argilla e parametri dei granulometrici nella carota ADR 1.

La carota ADR97 1, pur presentando una certa uniformità, può essere suddivisa in nove intervalli (Tab. 8.9.1), sia sulla base delle granulometrie che dei parametri statistici.

Riassumendo si osserva come dalla base della carota ai livelli superficiali, si passa da un sedimento prevalentemente siltoso, come evidenziato pure dal  $M_z$ , poco selezionato, leggermente sabbioso, ad un sedimento prevalentemente argilloso, con uno spostamento del  $M_z$  verso le classi più fini del silt, moderatamente selezionato e con scarse percentuali di sabbia. I tenori di sabbia pur sempre molto scarsi, soprattutto nella porzione centrale della carota, aumentano, anche se di poco nei livelli più superficiali (media 2±0.9%). Come si osserva in tabella le variazioni evidenziate per diametro medio e *Sorting* non compaiono per gli altri due parametri statistici considerati, che risultano avere variazioni medie pressoché identiche lungo tutta la carota.

## 8.10 - Mineralogia della carota ADR 1

### Mineralogia del sedimento tal quale

Sono state eseguite le analisi sul sedimento tal quale e sulla frazione  $< 2 \mu\text{m}$  di 56 campioni della carota. Come si osserva dalla figura 8.10.1 si ha la netta prevalenza percentuale lungo tutta la carota della frazione silicatica rispetto a quella carbonatica. Il sedimento tal quale (Fig. 8.10.2) è costituito da illite (18-35%), clorite (8-18%), quarzo (12-23%), plagioclasio (5-10%), K-feldspato (3-12%), LMC (Low Mg calcite; 15-23%), HMC (High Mg calcite; 2-5%), dolomite (3-19%). Su tutti i campioni della carota è stato inoltre osservato un ridotto picco a  $2.70 \text{ \AA}$  attribuibile alla pirite, non riportato in figura.

Nel sedimento tal quale, la variazione più significativa è quella della dolomite, le cui percentuali sono ridotte (circa 5%) fino ai 380 cm, e crescono progressivamente fino al 20% nei livelli inferiori della carota. Riguardo le altre fasi minerali, si osserva che gli andamenti della LMC, della HMC e, in misura più marcata, della clorite tendono a diminuire nella metà inferiore della sequenza, mentre i tenori in mica mostrano una tendenza all'aumento al di sotto dei 450 cm. Le percentuali di quarzo e feldspati non sembrano evidenziare delle significative variazioni (Tab. 8.10.1).

### Mineralogia della frazione argillosa

La frazione argillosa ( $< 2 \mu\text{m}$ ) è costituita in prevalenza da illite (34-59%), clorite (14-20%), caolinite (11-16%) e smectite (10-40%) come si osserva in figura 8.10.3. Nella frazione argillosa, il rapporto tra le intensità dei riflessi  $5 \text{ \AA}/10 \text{ \AA}$  è superiore a 0.4, indicando che l'illite è di tipo muscovitico (alluminifera). Il valore della distanza interplanare  $d$  della illite è compreso tra 9.8 e  $10 \text{ \AA}$ .

Riguardo tale frazione (Tab. 8.10.2), si osservano significative variazioni delle percentuali di smectite. Questo minerale nella sequenza superiore (fino a circa 130 cm) è presente in tenori  $< 30\%$ ; le percentuali tuttavia aumentano (fino a 40%) nella porzione centrale della carota, ma tendono nettamente a diminuire al di sotto del livello 340 cm. Nella parte basale della carota (sotto i 500 cm) i tenori in smectite si abbassano fino a valori  $< 15\%$ . Alle variazioni in smectite fa riscontro un andamento opposto dei tenori in illite ed in clorite. In particolare, l'illite è presente con tenori  $> 40\%$  nei primi 150 cm della carota, successivamente i valori decrescono lievemente fino a raggiungere il 35% nel livello 260 cm. Al di sotto di questo livello i tenori in illite crescono nettamente fino a raggiungere, nei livelli più profondi (tra 500 e 540 cm) valori attorno al 60%. L'andamento della clorite è simile a quello della illite, sebbene questo minerale sia presente in concentrazioni molto più basse. In particolare, la clorite è presente con tenori

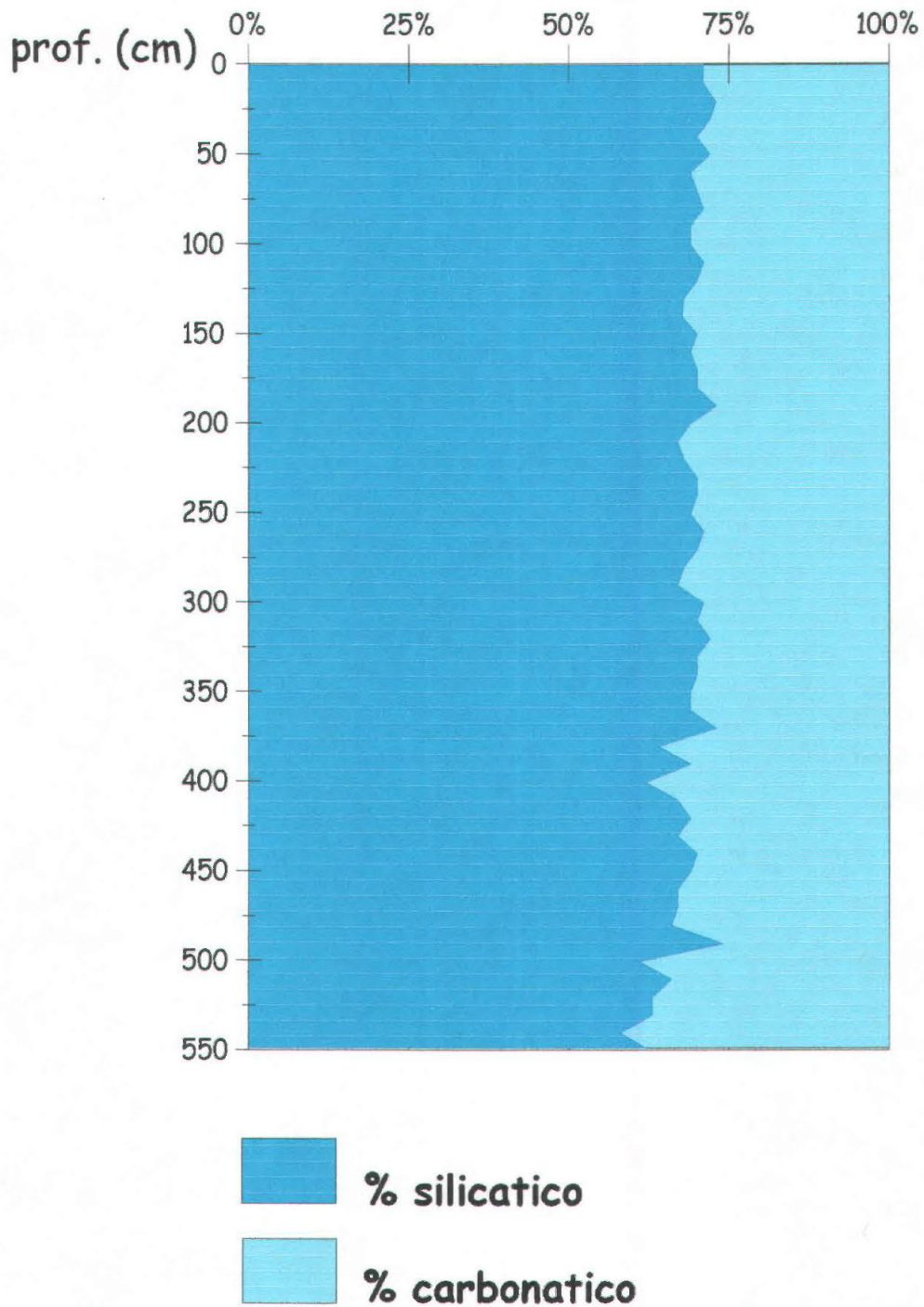


Fig. 8.10.1 - Distribuzione verticale dei carbonati e dei silicati nella carota ADR. 1.

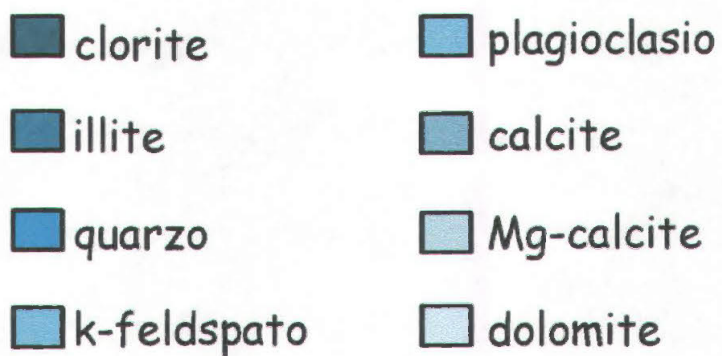
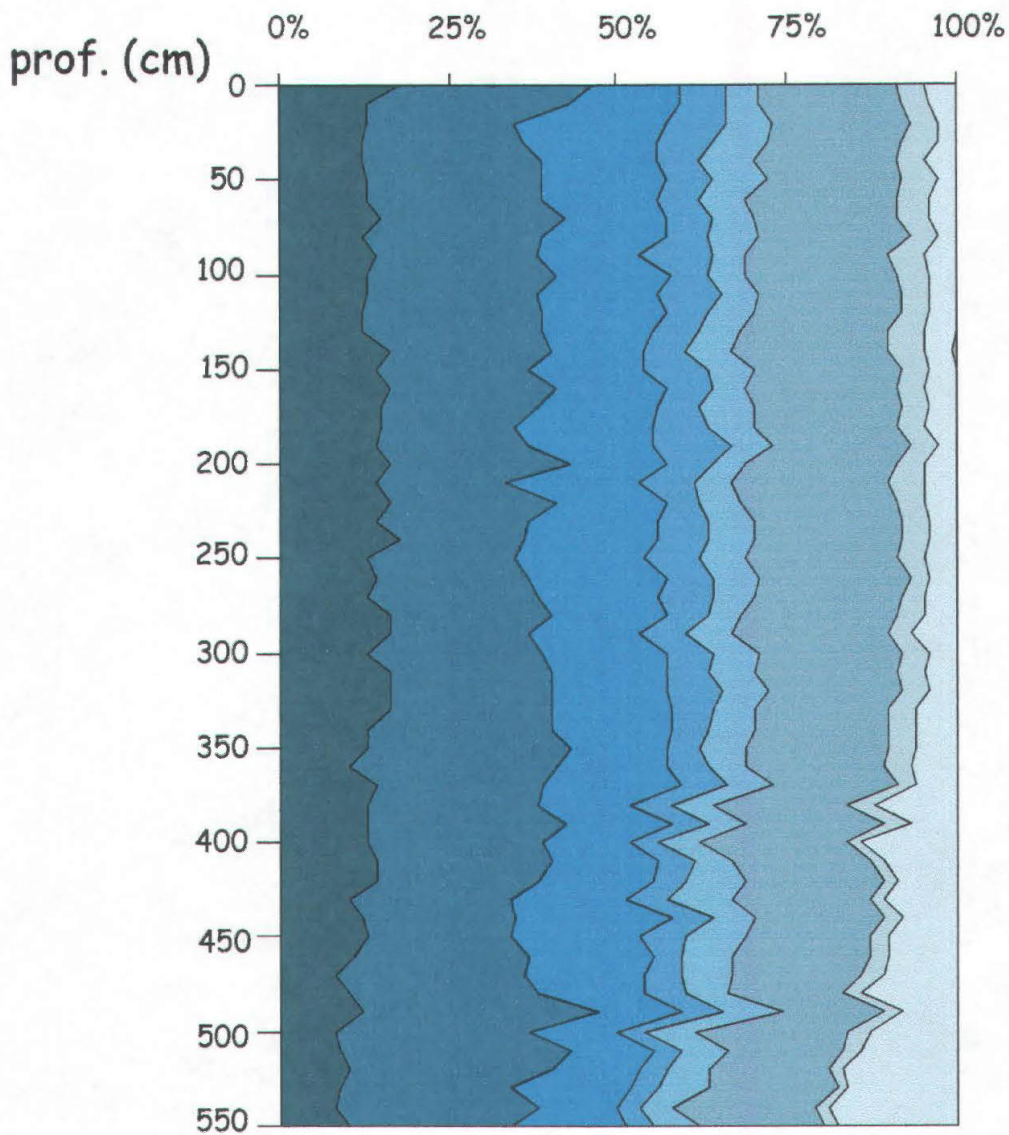


Fig. 8.10.2 - Distribuzione verticale della frazione mineralogica sul sedimento tal quale nella carota ADR. 1.

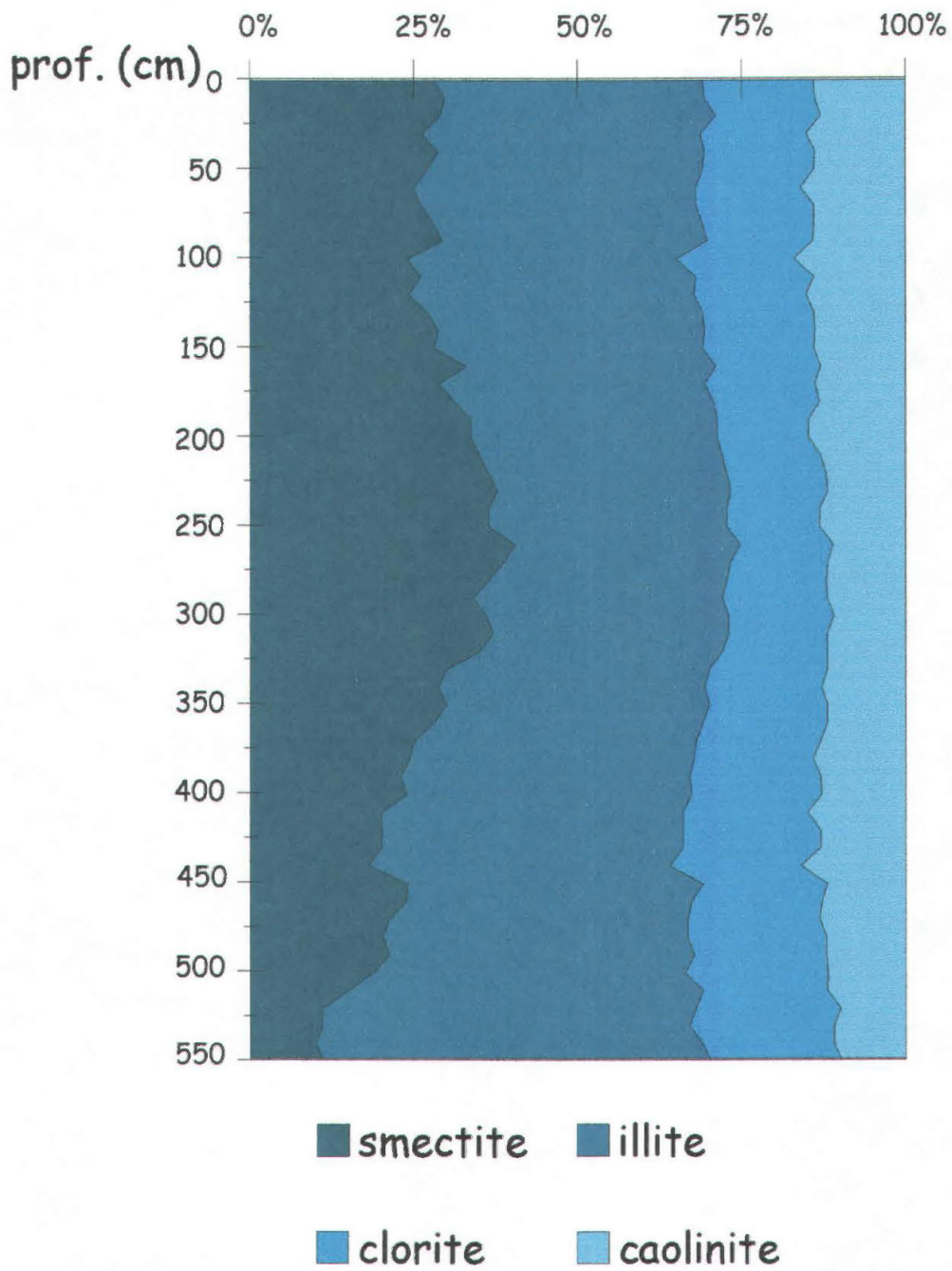


Fig. 8.10.3 - Distribuzione verticale dei minerali argillosi nella frazione  $< 2\mu\text{m}$  nella carota ADR.1.



livello (cm)	Clorite	Ilmenite	Quarzo	K Feldspato	Plagioclasio	Calcite	Mg Calcite	Dolomite
0-1	18	28	13	7	5	20	4	5
10-12	13	30	16	7	5	21	4	4
20-22	13	22	22	9	7	20	4	3
30-32	12	24	20	8	8	20	5	3
40-41	12	27	17	6	8	21	4	5
50-51	13	26	18	7	8	20	5	3
60-61	13	26	17	6	7	22	5	4
70-71	15	27	15	7	6	21	5	4
80-81	12	27	18	6	8	22	4	3
90-91	14	24	15	11	5	21	5	5
100-101	13	28	17	5	6	22	5	4
110-111	13	25	18	9	6	21	4	4
120-121	12	27	18	6	7	22	4	4
130-131	12	27	16	7	6	22	5	5
140-141	16	24	14	6	7	23	5	4
150-151	14	23	17	9	7	22	4	4
160-161	16	25	16	7	5	22	4	5
170-171	15	23	18	6	8	22	4	4
180-181	15	20	20	8	7	21	4	5
190-191	14	23	18	12	6	20	4	3
200-201	16	27	14	7	5	22	4	5
210-211	14	19	20	8	6	23	5	5
220-221	16	25	16	5	6	23	4	5
230-231	14	23	19	7	7	22	4	4
240-241	18	18	20	7	7	22	4	4
250-251	13	22	19	8	7	22	4	5
260-261	14	23	20	7	7	22	3	4
270-271	13	25	18	8	6	22	3	5
280-281	16	24	17	6	5	23	4	5
290-291	16	21	16	7	7	23	3	7
300-301	13	26	18	7	7	21	4	4
310-311	16	24	17	6	7	21	4	5
320-321	16	24	17	8	7	20	4	4
330-331	16	24	18	6	6	20	4	6
340-341	13	27	18	5	7	20	4	6
350-351	13	30	14	5	7	21	4	6
360-361	10	31	16	6	6	20	4	7
370-371	14	25	20	7	7	18	3	6
380-381	13	25	14	6	6	20	4	12
390-391	13	29	16	5	6	20	4	7
400-401	13	26	13	4	6	22	2	14
410-411	14	26	16	5	6	20	2	11
420-421	14	24	17	5	9	20	2	9
430-431	10	24	17	6	10	20	2	11
440-441	12	23	23	6	6	19	3	8
450-451	13	21	19	7	9	18	3	10
460-461	11	26	18	4	8	20	3	10
470-471	8	28	18	5	8	19	3	11
480-481	10	28	16	6	6	17	3	14
490-491	12	35	12	6	9	15	3	8
500-501	8	29	13	4	7	23	3	13
510-511	9	34	12	4	7	17	3	14
520-521	10	30	13	4	6	18	2	17
530-531	9	25	18	4	7	19	2	16
540-541	8	30	12	3	5	21	2	19
548-550	10	24	17	4	7	18	2	18

Tab. 8.10.1 - Tabella dei valori relativi alla frazione mineralogica sul sedimento tal quale nella carota ADR

livello (cm)	Smectite	Illite	Clorite	Coalinite
0-1	28	41	17	14
10-12	30	40	17	14
20-22	29	42	16	13
30-32	26	42	16	15
40-41	29	41	17	14
50-51	27	42	17	14
60-61	25	43	16	16
70-71	26	42	18	14
80-81	28	41	17	14
90-91	29	40	16	14
100-101	24	41	18	17
110-111	26	42	18	14
120-121	24	43	17	15
130-131	27	42	17	14
140-141	29	41	17	14
150-151	28	41	17	14
160-161	33	38	16	13
170-171	29	41	17	14
180-181	31	39	16	13
190-191	34	38	14	15
200-201	34	38	14	15
210-211	35	37	15	13
220-221	36	36	15	12
230-231	38	36	15	12
240-241	36	36	14	13
250-251	36	36	14	13
260-261	40	34	14	11
270-271	39	35	15	12
280-281	36	36	15	12
290-291	34	38	16	12
300-301	36	37	16	11
310-311	37	36	15	12
320-321	35	37	16	12
330-331	30	40	18	12
340-341	29	41	18	13
350-351	30	40	18	12
360-361	28	41	19	12
370-371	25	43	19	13
380-381	24	43	18	14
390-391	23	44	20	13
400-401	24	44	20	13
410-411	20	46	19	15
420-421	20	46	21	13
430-431	20	46	21	13
440-441	18	46	20	16
450-451	24	45	19	12
460-461	24	44	20	13
470-471	21	45	20	13
480-481	20	46	21	12
490-491	21	46	20	12
500-501	19	48	22	12
510-511	15	54	19	12
520-521	11	57	22	10
530-531	11	56	22	11
540-541	10	59	20	11
548-550	11	59	20	10

Tab. 8.10.2 - Tabella dei valori relativi ai minerali argillosi nella frazione < 2 $\mu$ m nella carota ADR. 1.

>15% fino a circa 180 cm; successivamente i tenori decrescono lievemente (14%) nella porzione compresa tra 180 e 300 cm. Al di sotto dei 300 cm si osserva un evidente incremento del minerale fino a oltre il 22%. L'andamento della caolinite lungo la carota risulta complessivamente piuttosto omogeneo con valori medi compresi tra 10 e 17%; al di sotto del livello 450 cm si osserva tuttavia una leggera diminuzione delle percentuali di questo minerale (Fig. 8.10.3).

### Indici di cristallinità

I valori dell'indice di cristallinità (Tab. 8.10.3) della illite e della clorite, calcolati sulla frazione  $<2\mu\text{m}$ , evidenziano alcune, seppur lievi, variazioni lungo la carota. In particolare, l'indice di cristallinità della clorite è costante (5 mm) fino a circa 420 cm di profondità e diminuisce (4 mm) nella porzione sottostante della carota. Presenta un andamento abbastanza analogo l'indice della illite, che è costante (4 mm) fino al livello di 210 cm mentre diminuisce lievemente nella fino a 450, oscillando tra 3 e 4 mm. Al di sotto del livello a 420 cm l'indice di cristallinità dell'illite si attesta sul valore di 3 mm. Si deduce quindi che i sedimenti più profondi della carota, caratterizzati dalla presenza di clorite ed illite meglio cristallizzata, sono stati sottoposti in misura inferiore ai processi di alterazione chimica rispetto ai livelli più superficiali. Questi andamenti potrebbero essere spiegati ipotizzando differenti provenienze dei sedimenti, oppure, i sedimenti della sequenza inferiore della carota potrebbero essersi formati durante una fase climatica più fredda, in cui erano prevalenti i fenomeni di alterazione fisica rispetto a quelli di alterazione chimica (Singer, 1984; Chamley, 1989; Diekmann *et al.*, 1998).

L'indice di cristallinità della smectite (v/p) oscilla tra valori compresi tra 0.55 e 0.65. Questi valori sono comuni nei sedimenti marini e sono indicativi di una smectite ben cristallizzata, ma non si osservano rilevanti variazioni lungo la carota. L'indice di cristallinità della smectite non sembrerebbe quindi fornire indicazioni aggiuntive a riguardo della storia sedimentologica della carota.

## 8.11 - Discussione

Precedenti studi (Milliman, 1974; Singer, 1984; Chamley, 1989; Bosellini, 1991) condotti su carote tardo-quadernarie prelevate nel Mar Mediterraneo hanno evidenziato che la composizione mineralogica della frazione argillosa e gli indici di cristallinità della clorite e dell'illite siano un importante strumento per l'identificazione delle variazioni climatiche, soprattutto quando vengono interpretati assieme ad altri parametri quali quelli granulometrici, micropaleontologici, isotopici. Inoltre, le indagini sui sedimenti attuali hanno

livello (cm)	I.C. clorite	I.C. Illite	I.C. Sm (v/p)
0-1	0.5	0.4	0.65
10-12	0.5	0.4	0.60
20-22	0.5	0.4	0.60
30-32	0.5	0.4	0.58
40-41	0.5	0.4	0.58
50-51	0.5	0.4	0.65
60-61	0.5	0.4	0.55
70-71	0.5	0.4	0.56
80-81	0.5	0.4	0.56
90-91	0.5	0.4	0.50
100-101	0.5	0.4	0.55
110-111	0.5	0.4	0.60
120-121	0.5	0.4	0.57
130-131	0.5	0.4	0.58
140-141	0.5	0.4	0.55
150-151	0.5	0.4	0.57
160-161	0.5	0.4	0.55
170-171	0.5	0.4	0.60
180-181	0.5	0.4	0.58
190-191	0.5	0.4	0.60
200-201	0.5	0.3	0.56
210-211	0.5	0.35	0.58
220-221	0.5	0.4	0.60
230-231	0.5	0.35	0.65
240-241	0.5	0.35	0.56
250-251	0.5	0.35	0.57
260-261	0.5	0.3	0.65
270-271	0.5	0.4	0.60
280-281	0.5	0.35	0.57
290-291	0.5	0.35	0.58
300-301	0.5	0.3	0.57
310-311	0.5	0.35	0.57
320-321	0.5	0.4	0.55
330-331	0.5	0.35	0.54
340-341	0.5	0.4	0.58
350-351	0.5	0.35	0.55
360-361	0.5	0.35	0.55
370-371	0.5	0.4	0.65
380-381	0.5	0.4	0.57
390-391	0.5	0.4	0.60
400-401	0.5	0.4	0.62
410-411	0.5	0.4	0.59
420-421	0.4	0.35	0.62
430-431	0.4	0.4	0.61
440-441	0.4	0.3	0.65
450-451	0.4	0.35	0.61
460-461	0.4	0.3	0.62
470-471	0.4	0.3	0.56
480-481	0.4	0.3	0.54
490-491	0.4	0.3	0.54
500-501	0.4	0.3	0.58
510-511	0.3	0.3	0.54
520-521	0.4	0.3	0.58
530-531	0.4	0.3	0.54
540-541	0.4	0.3	0.54
548-550	0.4	0.3	0.52

Tab. 8.10.3 - Indici di cristallinità della clorite, illite e smectite nella carota ADR. 1.

evidenziato l'utilità dei minerali argillosi per l'identificazione delle rocce sorgenti e dei "patterns" di circolazione delle acque (Chamley, 1971). Infatti, la composizione mineralogica dei sedimenti del Mediterraneo mostra sensibili variazioni da luogo a luogo, dovute alla presenza di affioramenti composizionalmente molto diversificati.

Le indagini mineralogiche condotte sul sedimento tal quale hanno evidenziato che la carota ADR97 1 è prevalentemente costituita da minerali silicatici quali clorite, mica, quarzo e feldspati (K-feldspati e plagioclasio) e da minerali carbonatici quali la LMC, la dolomite e la HMC.

La LMC nei sedimenti marini può essere di origine sia detritica che autigena (cemento di precipitazione), oppure può essere presente negli scheletri di organismi marini fra i quali soprattutto i foraminiferi planctonici oppure come prodotto di ricristallizzazione di HMC. La HMC nei sedimenti marini è in genere attribuibile alla presenza di scheletri di organismi che secernono questo minerale, oppure alla presenza di cemento di precipitazione, generalmente in acque basse (Milliman, 1974; Bosellini, 1991). Questo minerale non può essere tuttavia di origine terrigena in quanto è metastabile nelle condizioni ambientali superficiali ed i processi di diagenesi lo trasformano rapidamente in LMC (Milliman, 1974; Bosellini, 1991).

L'identificazione dell'origine della dolomite nei sedimenti marini può essere controversa. Negli ambienti attuali o recenti questo minerale è in genere considerato detritico, ma può anche formarsi *in situ* in condizioni particolari ed attraverso processi che richiedono tempi molto lunghi (Milliman, 1974; Bosellini, 1991). In particolare, sono stati documentati fenomeni di dolomitizzazione precoce (sindeposizionale) in ambiente supratidale come nelle *sabkha* del Golfo Persico, oppure in laghi salati o in bacini marini marginali quali il Coorong nell'Australia meridionale. In generale comunque, la dolomite autigena è sempre presente in quantità piuttosto ridotte, ed è sovente limitata a croste di pochi centimetri in ambienti intertidali e sopratidali. Ne consegue quindi che la dolomite nella carota ADR97 1 è sicuramente di origine detritica, in quanto non sono presenti le condizioni sopra descritte, e l'aumento delle sue percentuali verso i livelli più bassi della sequenza è da attribuire a cambiamenti nella natura delle "rocce sorgenti". L'origine detritica è inoltre facilmente confermata dalle estese successioni dolomitiche presenti nella regione mediterranea, in particolare in Italia (Bosellini, 1991).

Per quanto concerne la presenza di pirite, si è visto anche da studi precedenti come facilmente nella fossa Meso Adriatica si rinvenivano sedimenti che contengono questo minerale. Borsetti *et al.* (1995) interpretano tali sedimenti come depositi di piattaforma esterna con la presenza di acque calde ricche di nutrienti.

I componenti silicatici quali il quarzo ed i feldspati sono comuni costituenti delle rocce sedimentarie, metamorfiche e vulcaniche. Il quarzo è considerato il minerale più stabile, in quanto è tra gli ultimi a formarsi nel processo magmatico. I granuli di feldspato sono generalmente meno stabili del quarzo, a causa della minore durezza, del clivaggio, della frequente geminazione. In genere, le concentrazioni in feldspati sono più elevate nelle frazioni granulometriche più grossolane, e diminuiscono con la diminuzione della granulometria. I minerali ricchi in Fe ed Mg (femici), quali l'olivina, i pirosseni ed, in misura inferiore, gli anfiboli sono generalmente presenti in quantità molto ridotta nei sedimenti, a causa della loro elevata instabilità e degradabilità negli ambienti esogeni. La clorite è generalmente caratteristica delle rocce di basso grado metamorfico e di chimismo basico, ed è un minerale poco resistente all'alterazione chimica. La mica deriva generalmente da rocce a chimismo più acido ed è relativamente resistente all'alterazione. Nelle rocce sedimentarie, la mica più abbondante è la muscovite, in quanto è più resistente all'alterazione della biotite.

Riguardo la composizione della frazione argillosa, sono sicuramente di rilevante interesse gli andamenti delle concentrazioni dei minerali argillosi e degli indici di cristallinità precedentemente descritti.

I fattori che maggiormente favoriscono la formazione della smectite nei suoli attuali sono la topografia pianeggiante, lo scarso drenaggio e rocce di provenienza a chimismo basico, che portano a condizioni chimiche favorevoli per l'elevato pH, l'elevata attività della silice e l'abbondanza di cationi basici. Queste condizioni sono presenti in numerose regioni di clima temperato o anche tropicale, in cui i processi di lisciviazione (*leaching*) vengono impediti da vari fenomeni (tra cui la scarsa precipitazione) come la presenza di orizzonti nel suoli che impediscono il passaggio dell'acqua o un elevato livello di falda. E' noto invece come la clorite e la illite rappresentino principalmente il prodotto dell'alterazione fisica di rocce cristalline e poco degradate, ed il loro contenuto aumenta negli strati sedimentari attribuiti a fasi climatiche fredde.

L'aumento della smectite nella porzione centrale della carota (150-350 cm circa), e la contemporanea diminuzione dei tenori di clorite ed illite, indicano che i sedimenti sono provenuti da litologie sensibilmente più alterate a quelle da cui sono derivati i sedimenti dei livelli superiori della carota (0-150 cm).

Nella porzione inferiore della carota (350-540 cm) si osserva un forte decremento della smectite, un netto aumento di clorite ed illite ed una leggera diminuzione della caolinite, accompagnati da un leggero aumento del grado di cristallinità della clorite e della illite. Questi cambiamenti indicano chiaramente che le rocce sorgenti erano sensibilmente meno alterate dal "*weathering*" chimico rispetto a quelle della porzione centrale della carota.

I cambiamenti del grado di alterazione delle rocce di provenienza potrebbero essere attribuiti a:

**IPOTESI 1)** cambiamenti climatici. In questo caso l'aumento del grado di alterazione nella sequenza centrale sarebbe dovuto ad una fase climatica più calda che ha consentito una maggiore idrolisi, mentre la diminuzione dell'alterazione nella sequenza inferiore indicherebbe condizioni climatiche sensibilmente più fredde.

**IPOTESI 2)** Cambiamenti nelle litologie di provenienza. In questo caso, le differenti composizioni mineralogiche sarebbero dovute a cambiamenti nelle località di provenienza dei sedimenti, a causa di eventuali cambiamenti dei sistemi di apporto terrigeno quali le correnti marine, i fiumi o i torrenti. L'aumento della smectite potrebbe indicare una provenienza da rocce a chimismo più basico, più facilmente soggette all'idrolisi. In generale comunque i cambiamenti nei sistemi di apporto terrigeno sono spesso direttamente legati a cambiamenti climatici, e possono quindi essere utilizzati ai fini delle ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche.

## 8.12 - Il carbonato di calcio

Le analisi del  $\text{CaCO}_3$  (Tab. 8.12.1) sono state effettuate ogni 10 cm per un totale di 55 campioni.

livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$	livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$	livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$
0-1	29.10	190-191	25.10	380-381	28.93
10-12	28.40	200-201	31.57	390-391	28.33
20-22	25.65	210-211	31.04	400-401	27.05
30-32	27.24	220-221	31.29	410-411	28.20
40-41	30.45	230-231	31.50	420-421	27.85
50-51	28.87	240-241	31.30	430-431	26.19
60-61	29.03	250-251	29.54	440-441	26.39
70-71	28.82	260-261	30.55	450-451	26.46
80-81	30.37	270-271	30.61	460-461	27.18
90-91	27.17	280-281	30.16	470-471	26.68
100-101	25.41	290-291	29.16	480-481	26.55
110-111	29.22	300-301	29.50	490-491	23.05
120-121	29.95	310-311	29.91	500-501	25.94
130-131	30.72	320-321	28.61	510-511	24.58
140-141	30.39	330-331	28.20	520-521	27.02
150-151	29.26	340-341	28.79	530-531	27.86
160-161	32.73	350-351	29.76	540-541	28.05
170-171	29.88	360-361	29.23	548-550	27.70
180-181	29.25	370-371	28.57		

Tab. 8.12.1 - Tabella numerica della percentuale di carbonato di calcio della carota ADR. 1.

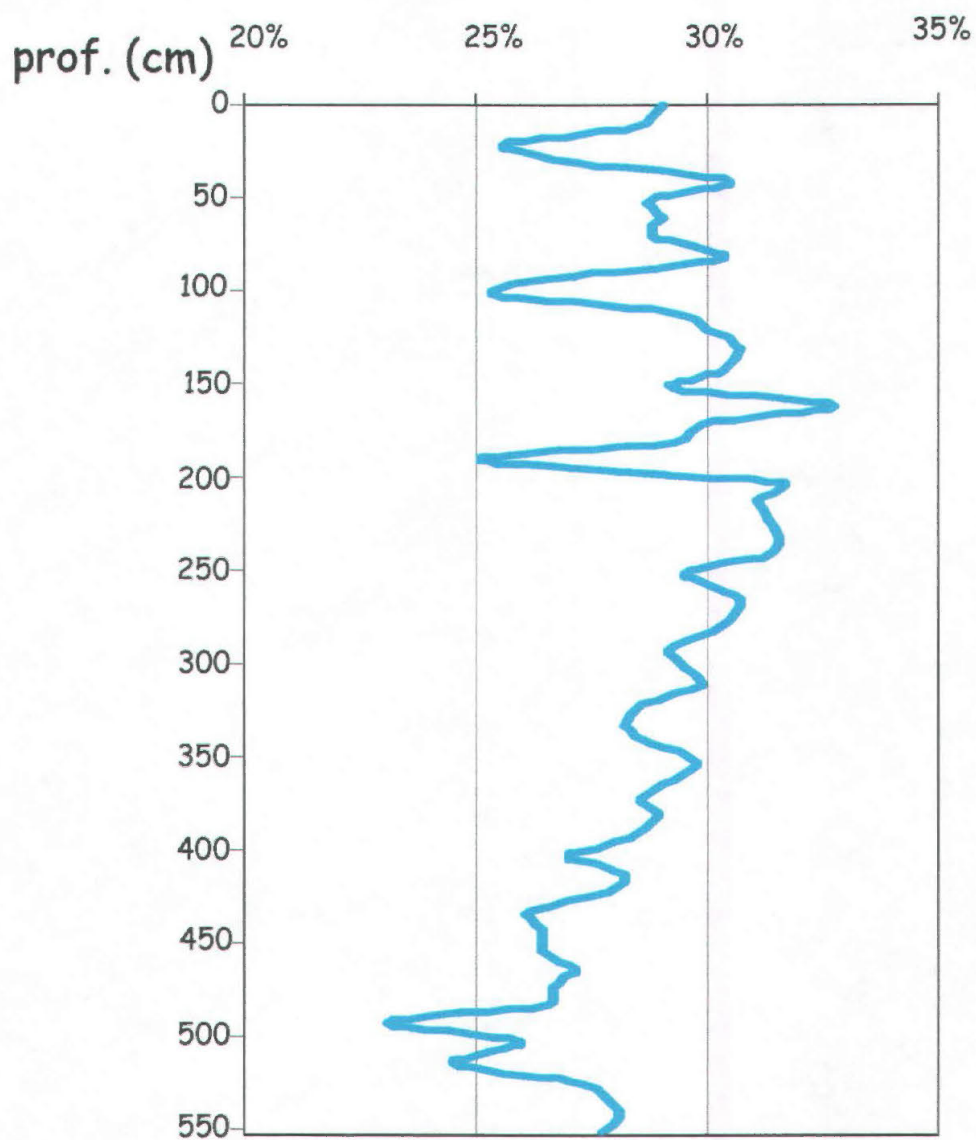


Fig. 8.12.1 - Distribuzione verticale del carbonato di calcio nella carota ADR. 1.



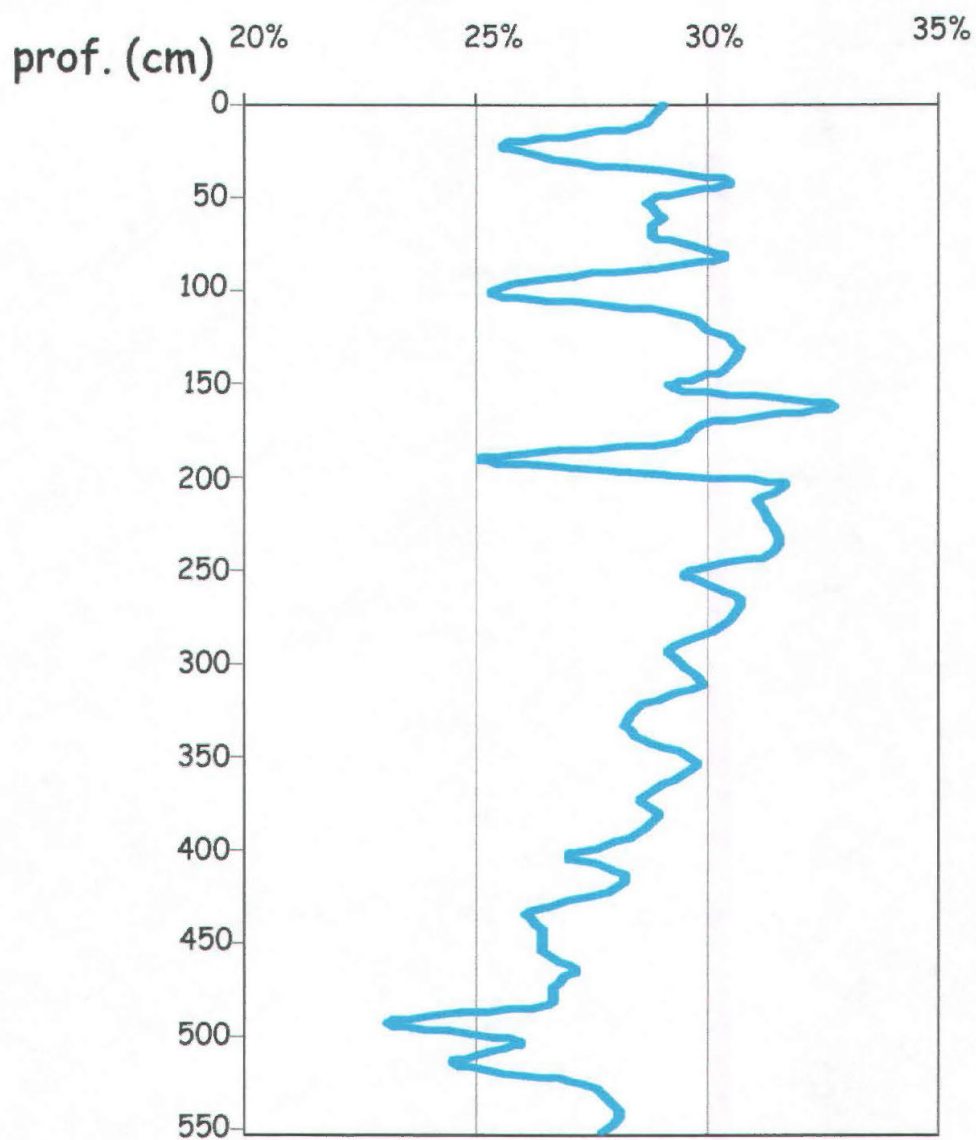


Fig. 8.12.1 - Distribuzione verticale del carbonato di calcio nella carota ADR. 1.

La percentuale di  $\text{CaCO}_3$  si mantiene sempre superiore al 20%, con un tenore medio pari a  $28.58 \pm 1.96\%$ .

Il massimo è stato riscontrato nel livello 160-161 cm ed è pari a 32.73% mentre il minimo si rinviene verso il fondo (490-491 cm) con un valore di 23.05%, legato alla presenza di un livello di tephra, che ha prodotto un calo di quasi tutti i parametri analizzati.

Si osserva un andamento decisamente irregolare nei primi 200 cm di carota che tende a stabilizzarsi nei restanti metri con una graduale tendenza a decrescere verso il fondo (Fig. 8.12.1).

### 8.13 - Carbonio organico ed azoto

La percentuale di C organico presenta un valore medio pari a  $0.58 \pm 0.20\%$  con un minimo di 0.34% riscontrato verso il fondo della carota ed un massimo pari a 1.47% attorno ai 150 cm (Tab. 8.13.1).

L'andamento del carbonio organico lungo la carota mette in evidenza una porzione superficiale (0-110 cm) caratterizzata da valori attorno alla media ( $0.614 \pm 0.078\%$ ); una porzione intermedia (110-300 cm circa) caratterizzata da valori prevalentemente superiori alla media ( $0.712 \pm 0.262\%$ ) ed una porzione inferiore (300-base) in cui il carbonio organico, sempre sotto la media ( $0.470 \pm 0.079$ ), tende gradatamente a diminuire (Fig. 8.13.1).

L'andamento dell'azoto (Tab. 8.13.2) è decisamente irregolare anche se si osserva un graduale decremento dalla superficie al fondo. I valori sono compresi tra 0.04 e 0.08% con una media di  $0.07 \pm 0.02\%$ ; il massimo, pari a 0.105%, si riscontra nei primi 150 cm di carota mentre il minimo, pari a 0.025%, verso la parte terminale della stessa (Fig. 8.13.1).

Il rapporto molare Carbonio/Azoto (valore medio -  $10.30 \pm 4.28$ ) varia da un minimo di 6.10 in corrispondenza del livello 545-546 cm ad un massimo pari a 26.29 al livello 150-151 cm (Tab. 8.13.3).

Presenta un andamento verticale irregolare (Fig. 8.13.1) in cui si possono evidenziare quattro intervalli: dalla superficie a 145-146 cm i valori sono mediamente inferiori a 10 (media pari a  $8.67 \pm 1.2$ ), da 145-146 cm a 300 cm circa si ha un aumento del rapporto con un tenore medio pari a  $12.36 \pm 6.09$  quindi si osserva un nuovo calo con una media di  $8.81 \pm 2.07$  (300-400 cm circa) ed un successivo aumento fino al fondo della carota con un valore pari a  $10.86 \pm 4.26$ .

### 8.14 - Discussione

Osservando il *log* che descrive l'andamento verticale del carbonato di calcio si osserva la sua tendenza generale a decrescere dai livelli superficiali a quelli

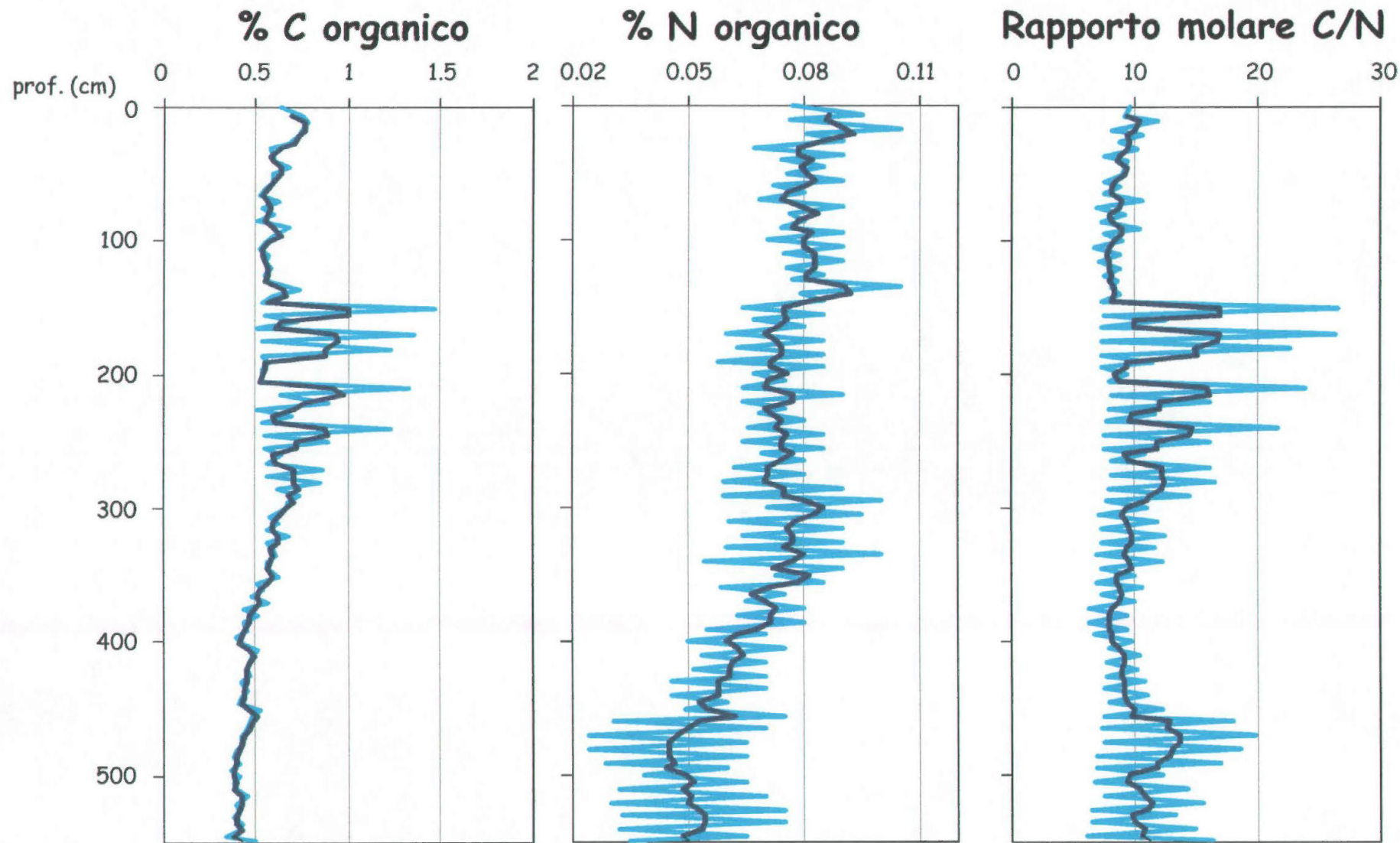


Fig. 8.13.1 - Distribuzione verticale del carbonio organico, dell'azoto e del rapporto molare C/N nella carota ADR. 1. In azzurro sono rappresentati i valori dei parametri analizzati, mentre in blu la media in base 2 per gli stessi.

livello (cm)	C organico	Dev. St.
0-1	0.64	0.02
6-8	0.74	0.10
10-12	0.78	0.07
16-18	0.74	0.04
20-22	0.73	0.08
26-28	0.68	0.09
30-32	0.58	0.03
36-38	0.59	0.01
40-41	0.60	0.06
45-46	0.68	0.02
50-51	0.59	0.04
55-56	0.59	0.08
60-61	0.55	0.01
65-66	0.52	0.01
70-71	0.62	0.13
75-76	0.53	0.01
80-81	0.60	0.06
85-86	0.51	0.01
90-91	0.67	0.11
95-96	0.59	0.08
100-101	0.55	0.08
105-106	0.53	0.01
110-111	0.56	0.05
115-116	0.55	0.00
120-121	0.58	0.07
125-126	0.55	0.01
130-131	0.56	0.01
135-136	0.73	0.01
140-141	0.60	0.02
145-146	0.54	0.04
150-151	1.47	0.12
155-156	0.55	0.01
160-161	0.71	0.24
165-166	0.51	0.01
170-171	1.35	0.95
175-176	0.54	0.01
180-181	1.22	0.74
185-186	0.54	0.06
190-191	0.57	0.02
195-106	0.53	0.01
200-201	0.54	0.00
205-206	0.52	0.04
210-211	1.32	0.44
215-216	0.64	0.01
220-221	0.89	0.16
225-226	0.51	0.03
230-231	0.68	0.23
235-236	0.53	0.00
240-241	1.22	0.01
245-246	0.56	0.02
250-251	0.89	0.49
255-256	0.56	0.04
260-261	0.64	0.04
265-266	0.57	0.02
270-271	0.85	0.31

livello (cm)	C organico	Dev. St.
275-276	0.57	0.01
280-281	0.85	0.34
285-286	0.62	0.11
290-291	0.74	0.08
295-296	0.67	0.14
300-301	0.66	0.10
305-306	0.58	0.01
310-311	0.62	0.01
315-316	0.57	0.04
320-321	0.68	0.03
325-326	0.57	0.00
330-331	0.60	0.04
335-336	0.60	0.06
340-341	0.57	0.01
345-346	0.56	0.03
350-351	0.62	0.02
355-356	0.51	0.02
360-361	0.54	0.05
365-366	0.48	0.01
370-371	0.56	0.01
375-376	0.44	0.02
380-381	0.51	0.07
385-386	0.43	0.01
390-391	0.45	0.07
395-396	0.40	0.01
400-401	0.42	0.01
405-406	0.51	0.01
410-411	0.48	0.00
415-416	0.47	0.02
420-421	0.45	0.02
425-426	0.47	0.01
430-431	0.43	0.01
435-436	0.45	0.01
440-441	0.43	0.01
444-446	0.41	0.01
450-451	0.52	0.01
455-456	0.49	0.02
460-461	0.47	0.01
465-466	0.45	0.01
470-471	0.42	0.00
475-476	0.42	0.04
480-481	0.39	0.00
485-486	0.39	0.02
490-491	0.41	0.02
495-496	0.36	0.01
500-501	0.40	0.03
505-506	0.38	0.02
510-511	0.39	0.00
515-516	0.46	0.02
520-521	0.40	0.00
525-526	0.42	0.08
530-531	0.38	0.00
535-536	0.43	0.04
540-541	0.41	0.03
545-546	0.34	0.04
548-550	0.49	0.10

Tab. 8.13.1 - Tabella dei valori relativi alla percentuale media di Carbonio organico nella carota ADR. 1.

livello (cm)	N	Dev. St.
0-1	0.08	0.04
6-8	0.10	0.01
10-12	0.08	0.01
16-18	0.11	0.04
20-22	0.08	0.01
26-28	0.09	0.00
30-32	0.07	0.03
36-38	0.09	0.06
40-41	0.07	0.01
45-46	0.09	0.05
50-51	0.08	0.02
55-56	0.09	0.00
60-61	0.07	0.04
65-66	0.08	0.05
70-71	0.07	0.04
75-76	0.09	0.05
80-81	0.08	0.02
85-86	0.08	0.05
90-91	0.07	0.02
95-96	0.09	0.01
100-101	0.07	0.02
105-106	0.09	0.06
110-111	0.08	0.02
115-116	0.09	0.06
120-121	0.08	0.01
125-126	0.09	0.06
130-131	0.08	0.05
135-136	0.11	0.06
140-141	0.08	0.04
145-146	0.09	0.03
150-151	0.06	0.04
155-156	0.09	0.05
160-161	0.07	0.12
165-166	0.08	0.05
170-171	0.06	0.63
175-176	0.09	0.05
180-181	0.06	0.48
185-186	0.09	0.02
190-191	0.06	0.03
195-106	0.09	0.05
200-201	0.07	0.05
205-206	0.08	0.02
210-211	0.06	0.27
215-216	0.09	0.06
220-221	0.06	0.07
225-226	0.08	0.03
230-231	0.07	0.12
235-236	0.08	0.06
240-241	0.07	0.04
245-246	0.09	0.05
250-251	0.06	0.30
255-256	0.09	0.04
260-261	0.07	0.02
265-266	0.08	0.04
270-271	0.06	0.17

livello (cm)	N	Dev. St.
275-276	0.08	0.05
280-281	0.06	0.20
285-286	0.09	0.02
290-291	0.06	0.02
295-296	0.10	0.03
300-301	0.07	0.01
305-306	0.10	0.06
310-311	0.06	0.04
315-316	0.09	0.04
320-321	0.06	0.02
325-326	0.09	0.06
330-331	0.06	0.02
335-336	0.10	0.04
340-341	0.05	0.04
345-346	0.09	0.04
350-351	0.07	0.04
355-356	0.09	0.04
360-361	0.06	0.00
365-366	0.08	0.04
370-371	0.07	0.04
375-376	0.08	0.04
380-381	0.06	0.00
385-386	0.08	0.05
390-391	0.06	0.01
395-396	0.07	0.04
400-401	0.05	0.03
405-406	0.08	0.04
410-411	0.05	0.03
415-416	0.07	0.03
420-421	0.05	0.02
425-426	0.07	0.04
430-431	0.05	0.03
435-436	0.07	0.04
440-441	0.05	0.02
44-446	0.06	0.04
450-451	0.05	0.03
455-456	0.08	0.03
460-461	0.03	0.02
465-466	0.07	0.04
470-471	0.02	0.02
475-476	0.07	0.02
480-481	0.02	0.01
485-486	0.07	0.03
490-491	0.03	0.01
495-496	0.06	0.03
500-501	0.04	0.01
505-506	0.07	0.03
510-511	0.03	0.02
515-516	0.07	0.03
520-521	0.03	0.02
525-526	0.08	0.00
530-531	0.03	0.02
535-536	0.08	0.03
540-541	0.03	0.00
545-546	0.07	0.00
548-550	0.04	0.05

Tab. 8.13.2 - Tabella dei valori relativi alla percentuale media di azoto nella carota ADR. 1.

livello (cm)	rapp. molare C/N
0-1	9.6
6-8	9.1
10-12	11.8
16-18	8.2
20-22	10.5
26-28	8.8
30-32	10.2
36-38	7.6
40-41	9.4
45-46	9.3
50-51	9.0
55-56	7.6
60-61	8.8
65-66	7.5
70-71	10.6
75-76	6.9
80-81	9.1
85-86	7.4
90-91	10.5
95-96	7.6
100-101	9.1
105-106	6.8
110-111	8.7
115-116	7.1
120-121	8.8
125-126	7.5
130-131	8.5
135-136	8.1
140-141	8.8
145-146	7.4
150-151	26.5
155-156	7.5
160-161	12.4
165-166	7.4
170-171	26.3
175-176	7.3
180-181	22.6
185-186	7.4
190-191	11.4
195-106	7.3
200-201	9.4
205-206	8.0
210-211	23.9
215-216	8.2
220-221	16.0
225-226	7.9
230-231	11.7
235-236	7.7
240-241	21.5
245-246	7.6
250-251	16.2
255-256	7.6
260-261	10.8
265-266	8.2
270-271	16.1

livello (cm)	rapp. molare C/N
275-276	8.2
280-281	16.6
285-286	8.0
290-291	14.4
295-296	7.8
300-301	10.9
305-306	7.1
310-311	11.8
315-316	7.3
320-321	12.4
325-326	7.4
330-331	11.6
335-336	7.0
340-341	12.3
345-346	7.3
350-351	10.0
355-356	6.9
360-361	10.7
365-366	7.4
370-371	10.0
375-376	6.3
380-381	9.5
385-386	6.3
390-391	9.5
395-396	6.7
400-401	9.8
405-406	7.9
410-411	10.4
415-416	7.8
420-421	10.2
425-426	7.8
430-431	10.8
435-436	7.5
440-441	11.0
44-446	7.9
450-451	12.2
455-456	7.5
460-461	18.0
465-466	7.4
470-471	19.8
475-476	7.5
480-481	18.7
485-486	6.9
490-491	16.8
495-496	7.0
500-501	12.2
505-506	6.7
510-511	14.2
515-516	7.6
520-521	15.4
525-526	6.5
530-531	13.3
535-536	6.6
540-541	14.9
545-546	6.1
548-550	16.4

Tab. 8.13.3 - Tabella dei valori relativi al rapporto molare C/N nella carota ADR. 1.

profondi, calo che risulta decisamente irregolare. In effetti, come evidenziato dalla figura 8.12.1, ci sono quattro decisi decrementi nei tenori di  $\text{CaCO}_3$ ; due, più marcati, corrispondono ai livelli di tephra (attorno ai 500 e 200 m), già evidenziati dall'aumento di suscettività magnetica, due più superficiali (25 e 100 cm circa), non legati ad eventi vulcanici, che invece potrebbero corrispondere ad un incremento della frazione fine del sedimento, argilla, che dilava la frazione carbonatica. In effetti dai pochi dati bibliografici riscontrati in Adriatico, riguardanti gli andamenti, in carote di sedimento, del  $\text{CaCO}_3$ , si è visto che generalmente in ambienti oceanografici in condizioni ambientali miti si registra un aumento del tenore di carbonato; al contrario in condizioni climatiche più rigide come può verificarsi in un periodo glaciale o in una fase di peggioramento climatico si osserva una diminuzione dello stesso (Milliman & Droxler, 1996; Tsakiridou, 1997)

Molti dei carotaggi effettuati nel Mar Mediterraneo, presentano concentrazioni di C organico comprese tra 0.2-2% (Bouloubassi *et al.*, 1999; Thomson *et al.*, 1999) come riscontrato anche da noi, con l'unica eccezione per alcuni livelli sapropelitici, non presenti nella carota in esame, che mostrano valori decisamente più elevati 0.5-30% di questo parametro. Questi sedimenti con tenori bassi di carbonio possono rappresentare in Mediterraneo, condizioni di bassa produttività e una scarsa conservazione della sostanza organica (Vergrnaud-Grazzini & Peirre, 1992).

Nella porzione centrale della carota (150-300 cm circa) si osserva un aumento del contenuto di carbonio in concomitanza ad un calo delle percentuali di carbonato. Vista la scarsità di bibliografia relativa agli andamenti di carbonio in aree temperate, si è fatto riferimento per spiegare questo aumento di carbonio ad alcuni lavori relativi ad ambienti subpolari, dove alcuni autori (Andersen *et al.*, 1996) hanno trovato andamenti simili anche se decisamente più marcati, ipotizzando che questi aumenti di C organico siano legati ad apporti di sedimenti terrigeni ricchi di sostanza organica alloctona che probabilmente causa un parziale ossidazione del  $\text{CaCO}_3$  e inibiscono il rinnovamento dell'acqua di fondo.

Un apporto di sostanza organica alloctona da parte dei fiumi è evidente anche dall'elevato rapporto molare C/N, che proprio in questo intervallo presenta dei decisi incrementi con dei picchi anche > 20 ad indicare una sostanza organica di origine terrestre (Kukal, 1971; Faganeli *et al.*, 1988; Meyers, 1994; Prahl *et al.*, 1994; Bouloubassi *et al.*, 1999).

Anche per il carbonio e per l'azoto, come già evidenziato per le granulometrie, è stato possibile individuare diversi intervalli, per la precisione sette, con caratteristiche differenti (Tab. 8.14.1).

Da questi intervalli si osserva come il carbonio tenda gradatamente ad aumentare dai livelli basali della carota a quelli superficiali con tenori medi massimi riscontrati nell'intervallo centrale 150-300 cm e nei livelli più superficiali

(0-25 cm). Anche l'azoto ha la tendenza generale ad aumentare spostandoci verso i livelli superficiali, con tenori medi massimi in corrispondenza dell'intervallo 150-300 m e nei livelli superficiali.

Il rapporto molare C/N segue, in maniera più marcata, l'andamento riscontrato per il carbonio, mantenendosi mediamente su valori < 10 nell'intervallo 0-150 cm e 300-450 cm mentre negli altri livelli i tenori del C/N sono mediamente > 10 ad indicare una sostanza organica prevalentemente di origine continentale.

livello (cm)	carbonio (%)	azoto (%)	rapporto molare C/N
Top.-25	0.715±0.051	0.087±0.011	9.66±1.31
25-150	0.616±0.185	0.080±0.009	9.15±3.78
150-300	0.712±0.262	0.076±0.012	11.56±5.75
300-390	0.547±0.069	0.074±0.015	8.92±2.16
390-450	0.451±0.038	0.059±0.011	9.15±1.761
450-490	0.428±0.036	0.048±0.023	12.84±5.93
490-550	0.403±0.04	0.051±0.019	10.58±4.141

Tab. 8.14.1 - Tenori medi di carbonio, azoto e rapporto molare C/N che identificano 7 intervalli con caratteristiche differenti all'interno della carota ADR. 1.

## 8.15 - Indagine micropaleontologica

Come già accennato nel capitolo dei materiali e metodi (cap. 2), per la carota ADR97 1 è stata effettuata un'indagine micropaleontologica sulle faune a foraminiferi, qualitativa e semi-quantitativa della frazione >150µm. L'indagine semi-quantitativa è stata effettuata con una stima approssimata della frequenza delle specie planctoniche e bentoniche.

In tabella 8.15.1 vengono riportate le percentuali di plancton, della frazione organica e le specie rinvenute con le indicazioni di abbondanza (A), stato comune (C) e rarità (R), in modo tale da avere un'indicazione di massima sull'andamento verticale dei foraminiferi sia bentonici che planctonici.

Nei primi 40 cm di carota si osserva nella frazione sabbiosa la presenza, anche se in percentuali estremamente basse (5%), della componente detritica.

Da questo livello fino a 160-161 cm la frazione organogena costituisce la totalità della sabbia (100%) con una tendenza generale a decrescere fino circa i 200 cm con un minimo pari a 40% nel livello 190-191cm. Questo livello corrisponde ad una prima comparsa di tephra. Quindi la sedimentazione pelagica



LIVELLI	Abbondante = A								Comune = C								Raro = R							
	0-1	6-8	10-12	14-16	16-18	20-22	26-28	30-32	36-38	40-41	45-46	50-51	55-56	60-61	65-66	70-71	75-76	80-81	85-86	90-91	95-96	100-101	105-106	
% plancton	15	25	25	30	15	20	25	15	25	25	25	30	25	25	30	30	30	30	25	30	20	20	20	
% organogeno	95	95	95	95	95	95	100	95	100	95	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Amphicaryna scalaris	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	
Angulogerina angulosa	A	C	R	C	C	C	R	C	R	R	R	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	R	
Bigenerina nodosaria	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Biloculina spp.	R	R	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Bolivina catanensis	R			R																				
Bolivina spathulata	R			R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Bulimina aculeata	R	R	R	R	R		R	R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Bulimina elongata		R	R	R				R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Bulimina marginata	C	C	R	C	C	C	C	R	R	R	R	R	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	
Cassidulina carinata	C	R	C	C	C	C	C	C	C	R	C	R	C	R	C	C	C	C	C	C	C	C	C	
Cassidulina crassa	R	R	R	C	R	C	R	R	R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Chilostomella mediterraneensis	R	R	R	R	R	R	R		R		R				R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Cibicides lobatulus										R														
Cibicides pachyderma	A	A	C	A	A	A	C	A	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	
Ciclogira sp.		R	R	R	R	R	R		R			R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Dentalina sp.			R																					
Discorbinella betholoti																								
Eggerelloides scabrus		R		R	R		R			R					R									
Elphidium spp.		R																						
Fissurina spp.	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Globobulimina affinis		R	R				R																	
Globobulimina spinescens	R			R																			R	
Globocassidulina subglobosa				R																				
Gyroldina altiformis	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Gyroldina orbicularis	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Gyroldina umbonata	R			R	R				R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Hoenglundina elegans	A	C	C	A	A	C	R	C	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Hyalinea baltica	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Lagena spp.		R	R								R		R	R										
Lagenamina sp.			R				R	R																
Lenticulina sp.			R	R	R		R						R			R	R	R	R	R	R	R	R	
Miliolinella spp.	R	R		R	R		R			R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Neolenticulina peregrina		R	R	R	R	R	R	R	R	R		R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Nonion cf barleanum	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Nonion barleanum																								
Nonionella turgida	R																							
Nummuloculina sp.		R	R									R		R	R									
Planulina arimienensis	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Polymorphina sp.		R	R		R																			
Pullenia bulloides	R	R		R							R				R									
Quinqueloculina spp.	R	R	R	R	R	R	C	R	C	R	R	R	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	
Reophax sp.	R			R	R	R																		
Robertina translucens								R																
Rosalina sp.	R			R										R										
Sigmollina tenuis	R			R		R						R												
Sigmolopsis schlumbergeri	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Sphaeroidina bulloides	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Spiroloculina sp.		R		R	R	R		R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Textularia sagittula	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Textularia sp.						R		R		R	R	R	R	R										
Triloculina sp.	R	R	R	R	R	C		R	R			R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Triloculina tricarinata	R			R	R					R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	
Uvigerina mediterranea	A	C	C	A	A	A	C	C	C	C	C	A	A	A	A	A	A	A	A	A	C	C	C	
Uvigerina peregrina	C	R	R	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Uvigerinoides bulloides	R	R	R	R	R	R	R	R	C	R	R	R	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	
Uvigerinoides calida	R	R	R	R	R	R		R		R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Uvigerinoides cariacensis																								
Uvigerinoides falconensis		R	R	R	R			R	R			R			R									
Uvigerinoides glutinata												R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Uvigerinoides quinqueloba	R			R																				
Uvigerinoides sp.																								
Uvigerinoides ruber	A	A	C	A	A	A	C	C	C	C	C	A	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	
Uvigerinoides trilobus sacculifer		R	R	R						R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Uvigerinoides inflata																								
Hastigerina siphonifera	R			C	C	C			R		R	R	R		R									
Neogloboquadrina dutertrei																R								
Neogloboquadrina pachyderma				R	R		R																	
Orbulina universa	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
ostracodi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
gasteropodi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
briozoi																								
lamellibranchi		P	P	P				P	P			P		P		P	P	P	P	P	P	P	P	
radioli echinide	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
pteropodi	P			P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
spicole di spugna	P	P	P	P	P	P		P		P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
brachiopodi	P	P	P	P	P	P		P	P	P		P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	

Tab. 8.15.1 - Indagine qualitativa e semi-quantitativa delle faune a foraminiferi nella carota ADR. 1. E' indicata la presenza come abbondante (A), comune (C) e raro (R). Le specie sono elencate in ordine alfabetico.

LIVELLI																							
	110-111	115-116	120-121	125-126	130-131	135-136	140-141	145-146	150-151	155-156	160-161	165-166	170-171	175-176	180-181	185-186	190-191	195-196	200-201	205-206	210-211	215-216	220-221
% plancton	20	30	25	20	20	20	20	20	30	20	20	20	15	20	20	25	30	20	15	15	15	20	15
% organogeno	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	95	95	95	70	60	40	70	95	100	100	100	100
<i>Amphicoryna scalaris</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Angulogerina angulosa</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bigenerina nodosaria</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Biloculina</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bolivina catanensis</i>																							
<i>Bolivina spathulata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bulimina aculeata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bulimina elongata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bulimina marginata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Cassidulina carinata</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Cassidulina crassa</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Cibicides lobatulus</i>											R			R		R					R		
<i>Cibicides pachyderma</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<i>Ciclogira</i> sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Dentalina</i> sp.																							
<i>Discorbinella betholoti</i>																						R	R
<i>Eggerelloides scabratus</i>																							
<i>Elphidium</i> spp.																		R				R	R
<i>Fissurina</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Globobulimina affinis</i>				R	R																		
<i>Globobulimina spinescens</i>											R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Globocassidulina subglobosa</i>																							
<i>Gyroldina altiformis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Gyroldina orbicularis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Gyroldina umbonata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Hoengundina elegans</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Hyalinea baltica</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Lagena</i> spp.																							
<i>Lagenamina</i> sp.																							
<i>Lenticulina</i> sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Miliolinella</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Neolenticulina peregrina</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Nonion cf barleazanum</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Nonion barleazanum</i>																							
<i>Nonionella turgida</i>																							
<i>Numuloculina</i> sp.																							
<i>Planulina arimienis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Polymorphina</i> sp.																	R						
<i>Pullenia bulloides</i>											R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Quinqueloculina</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Reophax</i> sp.																							
<i>Robertina translucens</i>																						R	R
<i>Rosalina</i> sp.			R	R																			
<i>Sigmoilina tenuis</i>											R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Spiroloculina</i> sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Textularia sagittula</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Textularia</i> sp.											R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Triloculina</i> sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Triloculina tricarinata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R													
<i>Uvigerina mediterranea</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Uvigerina peregrina</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Globigerina bulloides</i>	C	C	C	R	R	R	R	C	C	C	R	C	R	R	R	C	R	C	R	R	C	R	R
<i>Globigerina calida</i>		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	C
<i>Globigerina cariacensis</i>																							
<i>Globigerina falconensis</i>	C	R	R	R	R	R		R		R	R	R	R			R		R	R	R	R	R	R
<i>Globigerina glutinata</i>	R							R					R	R		R							R
<i>Globigerina quinqueloba</i>			R											R									R
<i>Globigerina</i> sp.																							
<i>Globigerinoides ruber</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<i>Globigerinoides trilobus sacculifer</i>	R	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Globorotalia inflata</i>																						R	
<i>Hastigerina siphonifera</i>									R	R		R	R	R	R						R	R	R
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>																							
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>																							R
<i>Orbulina universa</i>	R	R	R	R	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>ostracodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>gasteropodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>briozoi</i>																							
<i>lamellibranchi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>radioli echinide</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>pteropodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>spicole di spugna</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>brachiopodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P

LIVELLI	225-226	230-231	235-236	240-241	245-246	250-251	255-256	260-261	265-266	270-271	275-276	280-281	285-286	290-291	295-296	300-301	305-306	310-311	315-316	320-321	325-326	330-331
% plancton	15	15	10	20	15	15	15	20	20	25	25	30	30	30	20	20	30	30	15	20	25	10
% organogeno	100	100	100	100	100	100	95	100	100	100	100	100	95	90	90	95	95	95	95	95	95	90
<i>Amphicoryna scalaris</i>																R						
<i>Angulogerina angulosa</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<i>Bigenerina nodosaria</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Biloculinella</i> spp.	R	R	R	R	R											R						
<i>Bolivina catanensis</i>						R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R				
<i>Bolivina spathulata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R			
<i>Bulimina aculeata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R						
<i>Bulimina elongata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R						
<i>Bulimina marginata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C	C	R	R	C	C
<i>Cassidulina carinata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Cassidulina crassa</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C	C	R	R	C	C
<i>Cibicides lobatulus</i>	R					R	R	R	R	R	R	R	R	R	R					R	R	
<i>Cibicides pachyderma</i>	C	C	C	C	C	R	R	R					R	R	R	R				R	R	R
<i>Ciclogira</i> sp.																						
<i>Dentalina</i> sp.							R															
<i>Discorbinella betholoti</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R								R		R
<i>Eggerelloides scabrus</i>																						
<i>Elphidium</i> spp.						R	R	R	C	R	R	R	R			R		R	R	R	R	R
<i>Fissurina</i> spp.							R								R							
<i>Ellobulimina affinis</i>	R	R	R	R	R																	
<i>Ellobulimina spinescens</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R				
<i>Ellobocassidulina subglobosa</i>																						
<i>Egyroidina altiformis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Egyroidina orbicularis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R
<i>Egyroidina umbonata</i>						R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R
<i>Hoenglundina elegans</i>	R	R	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Hyalinea baltica</i>	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C	A	C	C	C	C	C	C
<i>Lagena</i> spp.						R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Lagenamina</i> sp.																						
<i>Lenticulina</i> sp.						R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R
<i>Millolinella</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Neolenticulina peregrina</i>																						
<i>Nonion cf barleeanum</i>	R	R	R	R	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C	C	C	C	R
<i>Nonion barleeanum</i>																						
<i>Nonionella turgida</i>															R	R						
<i>Nummuloculina</i> sp.						R					R					R			R			
<i>Planulina arimensis</i>	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R		R	R	R	R	R	R
<i>Polymorphina</i> sp.																						
<i>Pullenia bulloides</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R			R						
<i>Quinqueloculina</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C	R	R	R	R	R	R
<i>Reophax</i> sp.																						
<i>Robertina translucens</i>	R				R																	
<i>Rosalina</i> sp.				R																		
<i>Sigmoilina tenuis</i>	R	R	R	R	R											R	R	R				
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R
<i>Spiroloculina</i> sp.	R	R	R	R	R												R					
<i>Textularia sagittula</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C
<i>Textularia</i> sp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Triloculina</i> sp.																R						
<i>Triloculina tricarinata</i>																		R				
<i>Uvigerina mediterranea</i>	R	R	R	R	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	C	C	C	C	C	C	R
<i>Uvigerina peregrina</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Ellobigerina bulloides</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	C	C	R	R	R	R	C	C	C	R	R	R	R	R
<i>Ellobigerina calida</i>	C	C	R	R	R	R	R	R								R	R					R
<i>Ellobigerina cariacensis</i>						R	R							R	R			R				
<i>Ellobigerina falconensis</i>	R		R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R							R	
<i>Ellobigerina glutinata</i>	R		R	R		R															R	R
<i>Ellobigerina quinqueloba</i>		R											R	R		R						
<i>Ellobigerina</i> sp.						R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Ellobigerinoides ruber</i>	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R
<i>Ellobigerinoides trilobus sacculifer</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R			
<i>Globorotalia inflata</i>	R	R	R	R	R	R	C	C					R	R	R							R
<i>Hastigerina siphonifera</i>									R						R							
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>													R	R								
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	R	R	R	R	R	R	R	R					R	R	R		R	R				
<i>Orbulina universa</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>ostracodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>gasteropodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>briozoi</i>																						
<i>lamellibranchi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>radioli echinide</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>pteropodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>spicole di spugna</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>brachiopodi</i>	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P

	LIVELLI																						
	335-336	340-341	345-346	350-351	355-356	360-361	365-366	370-371	375-376	380-381	385-386	390-391	395-396	400-401	405-406	410-411	415-416	420-421	425-426	430-431	435-436	440-441	
% plancton	15	20	20	20	20	15	10	15	10	15	5	10	5	70	80	80	70	70	70	70	65	75	
% organogeno	90	95	95	100	95	95	95	95	95	95	90	95	90	90	90	90	95	95	95	95	80	70	
<i>Amphicoryna scalaris</i>					R	R	R	R	R	R	R												
<i>Angulogenerina angulosa</i>	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R												
<i>Bigenerina nodosaria</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R								
<i>Biloculinella</i> spp.						R	R							R	R	R						R	R
<i>Bolivina catanensis</i>					R						R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bolivina spatulata</i>					R						R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bulimina aculeata</i>		R	R	R	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bulimina elongata</i>		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bulimina marginata</i>	C	R	R	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Cassidulina carinata</i>	R	R	R	R	C	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Cassidulina crassa</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R															
<i>Cibicides lobatulus</i>			R	R	R	R	R	R	R	R	C	R		R			R						
<i>Cibicides pachyderma</i>	R	R	C	A	C	C	C	C	C	C	R	R											
<i>Ciclogina</i> sp.					R	R	R	R															
<i>Dentalina</i> sp.					R											R							
<i>Discorbinella betholoti</i>			R	R	R	R	R	R	R														
<i>Eggerelloides scabratus</i>																							
<i>Elphidium</i> spp.	R														R						R		
<i>Fissurina</i> spp.						R	R				R												
<i>Globobulimina affinis</i>																							
<i>Globobulimina spinescens</i>			R		R		R																
<i>Globocassidulina subglobosa</i>																							
<i>Gyroidina altiformis</i>	R	R	R					R															
<i>Gyroidina orbicularis</i>	R	R	R	R				R								R							
<i>Gyroidina umbonata</i>	R	R	R			R	R																
<i>Haengulindina elegans</i>													R										
<i>Hyalinea baltica</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	A	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Lagena</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R				R								
<i>Lagenamina</i> sp.																							
<i>Lenticulina</i> sp.	R	R	R				R																
<i>Miliolinella</i> spp.	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R			R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Neolenticulina peregrina</i>																							
<i>Nonion cf barleeanum</i>	R	R	R	R	R			R					R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Nonion barleeanum</i>					R								R										
<i>Nonionella turgida</i>																							
<i>Nummuloculina</i> sp.												R											
<i>Planulina arimiensis</i>	R	R	R	R		R		R			R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Polymorphina</i> sp.																							
<i>Pullenia bulloides</i>		R	R	R	R			R				R	R	R			R						
<i>Quinqueloculina</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Reophax</i> sp.																							
<i>Robertina translucens</i>						R		R	R														
<i>Rosalina</i> sp.				R	R																		
<i>Sigmolinella tenuis</i>																							
<i>Sigmolopsis schlumbergeri</i>	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
<i>Sphaeroidina bulloides</i>	R	R	R		R	R	R	R						R									
<i>Spiroloculina</i> sp.				R	R	R								R									
<i>Textularia sagittula</i>	C	R	C	R	R	R	R	R				R	R										
<i>Textularia</i> sp.	R	R	C		R	R	R	R				R	R	R		R	R	R	R				
<i>Triloculina</i> sp.				R	R	R	R									R							
<i>Triloculina tricarinata</i>										R				R									
<i>Uvigerina mediterranea</i>	C	C	A	A	C	C	C	C	C	C	C	R	R	R									
<i>Uvigerina peregrina</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	R	R						R				
<i>Globigerina bulloides</i>	C	C	C	C	C	R	C	C	C	C	R	R	R	R	A	A	A	A	A	A	A	A	
<i>Globigerina calida</i>		R	R	R																			
<i>Globigerina cariacensis</i>	R		R											C		C	C	C					
<i>Globigerina falconensis</i>						R	R		R				R	R		R	R	R	R	R	R	R	
<i>Globigerina glutinata</i>				R						R	R				R							R	R
<i>Globigerina quinqueloba</i>						R				R				R	A	C	C	C	R	R	C	C	
<i>Globigerina</i> sp.	R	R	R																				
<i>Globigerinoides ruber</i>	R	R	C	A	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R					
<i>Globigerinoides trilobus sacculifer</i>				R	R	R	R	R	R	R													
<i>Globorotalia inflata</i>			R		R		R		R	R	R				R		R	R					
<i>Hastigerina siphonifera</i>																							
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>															R	C	R	R					
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>											R		R	C	C	C	C	R		R	R	R	
<i>Orbulina universa</i>	R	R	R	R		R	R	R	R							R							
ostracodi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
gasteropodi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
briozoi	P	P	P											P									
lamellibranchi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
radioli echinide	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
pteropodi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
spicole di spugna	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
brachiopodi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	

LIVELLI	445-446	450-451	455-456	460-461	465-466	470-471	475-476	480-481	485-486	490-491	495-496	500-501	505-506	510-511	515-516	520-521	525-526	530-531	535-536	540-541	545-546	548-550
	65	95	30	20	30	30	20	35	35	45	50	30	35	20	25	25	30	30	2	2	2	2
% plancton	70	80	30	60	70	80	90	80	40	20	10	40	50	30	5	5	5	5	2	2	2	2
% organogeno																						
<i>Amphicoryna scalaris</i>																						
<i>Angulogerina angulosa</i>		R	C	A	C	C	C	R	R													
<i>Bigenerina nodosaria</i>			R	R				R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R	
<i>Biloculina</i> spp.				R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R						
<i>Bolivina catanensis</i>	R	R	R	R																		
<i>Bolivina spathulata</i>	R	R	R	R																		
<i>Bulimina aculeata</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R			R	R	R						
<i>Bulimina elongata</i>		R	R	R	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Bulimina marginata</i>	R	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Cassidulina carinata</i>	R	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Cassidulina crassa</i>	R	R	R	R																		
<i>Chilostomella mediterraneensis</i>				R																		
<i>Cibicides lobatulus</i>		R		R	R		R							R	R		R				R	
<i>Cibicides pachyderma</i>			R	R																		
<i>Ciclogira</i> sp.																					R	
<i>Dentalina</i> sp.																						
<i>Discorbina betholoti</i>																						
<i>Eggerelloides scabratus</i>																						
<i>Elphidium</i> spp.							R	R	R	R	R					R						
<i>Fissurina</i> spp.			R	R			R															
<i>Globobulimina affinis</i>																					R	
<i>Globobulimina spinescens</i>																						
<i>Globocassidulina subglobosa</i>																						
<i>Gyroidina altiformis</i>																						
<i>Gyroidina orbicularis</i>																						
<i>Gyroidina umbonata</i>																						
<i>Hoenglundina elegans</i>																						
<i>Hyalinea baltica</i>		R	R	R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Lagena</i> spp.																						
<i>Lagenamina</i> sp.																						
<i>Lenticulina</i> sp.																						
<i>Miliolinella</i> spp.	R		R	R			R	R	R	R	R											
<i>Neolenticulina peregrina</i>			R	R																		
<i>Nonion cf. barleanum</i>			R	R			R	R	R	R	R	R	R									
<i>Nonion barleanum</i>					R																	
<i>Nonionella turgida</i>			R											R								R
<i>Numuloculina</i> sp.																						
<i>Planulina arimensis</i>	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R									
<i>Polymorphina</i> sp.																						
<i>Pullenia bulloides</i>		R							R													
<i>Quinqueloculina</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Reophax</i> sp.																						
<i>Robertina translucens</i>				R																		
<i>Rosalina</i> sp.							R					R	R									
<i>Sigmoilina tenuis</i>	R								R													
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>			R	R	R		R															
<i>Sphaeroidina bulloides</i>				R																		
<i>Spiroloculina</i> sp.			R																			
<i>Textularia sagittula</i>		R																				
<i>Textularia</i> sp.	R		R	R	R	R	R	R	R	R												
<i>Triloculina</i> sp.				R			R															R
<i>Triloculina tricarinata</i>			R	R			R															
<i>Uvigerina mediterranea</i>			R				R					R	R	R								
<i>Uvigerina peregrina</i>			R	C			R	R				R	R	R								
<i>Globigerina bulloides</i>	A	A	A	C	C	R	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R						
<i>Globigerina calida</i>																						
<i>Globigerina cariacensis</i>			C																			
<i>Globigerina falconensis</i>		R	R		R	R	R															
<i>Globigerina glutinata</i>		R																				
<i>Globigerina quinqueloba</i>	R	C	R		C	R	R	R	R					R	R	R	R	R	R	C	R	R
<i>Globigerina</i> sp.																						
<i>Globigerinoides ruber</i>			R	R	R	R	C	C	C	C	C	R	R	R	R							
<i>Globigerinoides trilobus sacculifer</i>																						
<i>Globorotalia inflata</i>			R		R	R																
<i>Hastigerina siphonifera</i>																						
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>		R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R									
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	C	R	C		C	C	C	R	R	R											R	R
<i>Orbulina universa</i>						R		R														
ostracodi	P				P	P	P	P				P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
gasteropodi		P							P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
briozoi			P	P																		
lamellibranchi	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
radioli echinide	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
pteropodi	P	P	P																			P
spicole di spugna	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P											
brachiopodi	P				P	P	P	P				P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P

riprende fino a 280 cm con valori di organico che tornano a raggiungere la totalità del sedimento sabbioso (100%). Fino a 430-431 cm si osserva un nuovo leggero calo della frazione organogena con valori compresi tra 90 e 95%, mentre da questo livello fino al fondo della carota si osserva una graduale diminuzione della componente organogena che raggiunge i valori più bassi (2%) proprio nei livelli più profondi della carota.

Per quanto concerne i foraminiferi sono state riconosciute 53 specie bentoniche e 14 planctoniche.

Alcune specie sono risultate di scarso interesse sia perché estremamente poco rappresentate lungo la carota sia perché poco significative da un punto di vista paleoambientale (come per es. *Fissulina* spp., *Lagena* spp., *Biloculinella* spp. ecc.).

Decisamente più interessanti da un punto di vista paleoclimatico sono risultate alcune specie di foraminiferi bentonici e planctonici che con il loro andamento e la loro presenza/assenza hanno fornito utili indicazioni nell'interpretare le variazioni climatiche registrate nei sedimenti della carota. Generalmente i foraminiferi bentonici danno utili indicazioni batimetriche (Jorissen, 1987; Jorissen, 1988; Murray, 1991) e solo raramente offrono anche indicazioni paleoclimatiche come nel caso di *Trifarina angulosa*, di *Cassidulina carinata*, di *Hyalinea balthica* (Asioli *et al.*, 1996; Robin Ross C., 1984) specie tipica di acque fredde ad alta produttività.

Il rapporto plancton/bentos mostra tenori abbastanza costanti nei primi 4 metri di carota, con percentuali di plactonico che variano da 5 a 30. Al di sotto di questo livello (405-406 cm) si osserva un notevole aumento fino al livello 450-451 cm con valori dal 65 al 95%; da questo punto fino al fondo i valori tendono ad abbassarsi notevolmente attestandosi attorno al 30%.

Si riporta una sintetica descrizione in ordine alfabetico delle specie maggiormente rappresentative:

***Bulimina marginata***. Questa specie è presente in maniera più o meno costante lungo tutta la carota, alternando livelli in cui compare in maniera abbondante (C) a livelli in cui risulta più scarsa (R). Pochi sono i livelli in cui scompare completamente (tra i 410 e i 450 cm).

***Cassidulina carinata***. Questa specie è presente in maniera continua lungo tutta la carota alternando livelli in cui è più frequente (C) a livelli in cui diminuisce il numero di individui (R).

***Cibicidoides pachyderma***. Questa specie, che risulta particolarmente abbondante nei primi 2 metri e mezzo di carota, tende poi a diminuire drasticamente con un intermezzo tra i 345-380 cm in cui ricompare sempre abbondante fino a sparire completamente negli ultimi 150 cm.

***Gyroidina altiformis*, *G. orbicularis* e *G. umbonata***. Queste specie sono presenti con uno scarso numero di individui (R) e in maniera discontinua lungo la carota. Sono del tutto assenti dai 370 cm fino al fondo della carota. In particolare

*Gyroidina altiformis* e *G. orbicularis* hanno una presenza scarsa ma costante fino ai 345 cm. *Gyroidina umbonata* invece ha un andamento più discontinuo alternandosi livelli di presenza/assenza già nei primi centimetri.

***Hoenglundina elegans***. Questa specie è presente in maniera continua fino ai 330cm. In particolare nei primi 20 cm risulta abbastanza abbondante (A; C). Quindi si osserva un calo nel numero di individui (R) fino a 235 cm dove si registra un nuovo incremento (C) fino ai 245 cm. Da questo livello sino ai 33 cm la specie è sempre presente ma in quantità scarsa. Al di sotto dei 330 cm la forma non è presente

***Hyalinea baltica***. Questa specie si riscontra in maniera abbastanza continua lungo tutta la carota e solamente in alcuni livelli più profondi sparisce completamente. Risulta generalmente rara lungo la carota ad eccezione di alcuni livelli (220-245; 290-400) in cui è più abbondante. Sotto ai 400 cm la specie è presente anche se in maniera non continua con uno scarso numero di individui (R).

***Trifarina angulosa***. Questa specie è presente in maniera continua fino al livello 385, con alternanza di aree in cui risulta comune (C) ad aree in cui è rara (R). Scompare tra i 390-445 cm e ricompare abbondante fino ai 485 cm, per scomparire definitivamente nella parte basale.

***Uvigerina mediterranea* e *U. peregrina***. Entrambe le specie hanno una presenza costante fino al livello 400-401 cm, quindi tendono a sparire quasi completamente fino alla fine della carota. *Uvigerina mediterranea* è presente fino ai 170 cm in maniera abbastanza abbondante, alternandosi livelli in cui è comune (C) a livelli in cui è abbondante (A). Quindi dai 175 ai 295 cm è sempre presente ma con un numero inferiore di individui, per poi ricomparire in maniera più abbondante fino a circa 385 cm. Da questo livello in poi si alternano livelli di presenza/assenza fino al *bottom* della carota. *Uvigerina peregrina* è presente nella carota in quantità decisamente inferiore rispetto all'altra, mantenendosi su valori scarsi fino ai 330 cm; da questo livello ai 390 cm aumenta il numero di individui, per poi comportarsi in maniera pressoché identica all'altra specie.

Per quanto concerne i foraminiferi planctonici questi sono stati presi quasi tutti in considerazione rispetto ai bentonici in quanto risultano molto più interessanti ed utili per fornire informazioni da un punto di vista paleoclimatico (Asioli, 1996)

***Globigerina bulloides***. Questa specie è presente in maniera costante fino al livello 520-521 cm, livello che segna la sua completa sparizione. Si alternano livelli in cui compare in maniera scarsa (R) a livelli in cui è più comune (C).

***Globigerina calida***: La presenza di questa specie è più altalenante rispetto la precedente, presentando alternativamente livelli in cui è presente in maniera scarsa a livelli in cui non compare proprio, sparendo completamente dai 355 cm fino al fondo.

***Globigerina glutinata***: Anche questa specie è presente in quantità scarse e discontinue, alternandosi livelli di presenza/assenza lungo tutta la carota e sparendo completamente dai 455 cm in poi.

***Globigerina quinqueloba***: Questa specie, pressoché assente nei primi quattro metri di carota, se non per sporadiche presenze, compare in maniera decisa nella parte terminale (dai 400 cm fino al fondo), alternando livelli in cui è presente con un basso numero di individui (R) a livelli più abbondanti (C) a livelli di assenza totale.

***Globigerinoide trilobus sacculifer***: Compare in maniera costante anche se rara dai 40 cm in poi, aumentando lievemente dai 115 ai 130 cm per poi tornare ad essere presente in quantità scarse fino ai 310 cm. Da questo livello fino ai 380 cm si alternano livelli di presenza/assenza fino a sparire completamente al di sotto di tela profondità.

***Globigerinoides ruber***: Questo planctonico è presente con un elevato numero di individui fin dai livelli superficiali con brevi intervalli in cui il numero diminuisce (R) come tra i 230-280 cm, 305-340 cm, 385-420 cm. Da questo livello ci sono dei buchi in cui si osserva l'assenza della specie, alternati a livelli in cui ricompare (455-515cm).

***Globorotalia inflata***: La prima comparsa (R) di questa specie si registra nel livello 210cm, poi ricompare tra i 225 e i 260 cm in maniera più continua anche se mai molto abbondante. La si trova anche tra i 285-300 cm però sempre molto scarsa. Da questo livello in poi la sua presenza è sempre più sporadica, fino a sparire completamente al di sotto dei 470 cm.

***Hastigerina siphonifera***: Questa specie è presente in maniera molto discontinua lungo la carota, con solo tre livelli (tra i 14 e i 20 cm) in cui è presente in maniera più abbondante (C), mentre in tutti gli altri livelli in cui è presente, le concentrazioni sono molto scarse. Si ha la scomparsa quasi totale al di sotto dei 220 cm.

***Neogloboquadrina pachyderma***: Questa specie risulta estremamente scarsa nei livelli superficiali (10-16, 20-21 cm) poi sparisce completamente per ricomparire nei livelli 220-260 cm, anche se in quantità ridotte; sparisce nuovamente per ricomparire tra i 285-310 cm. Dai 395 cm ai 490 cm la sua presenza è abbastanza costante, alternando livelli in cui è presente in maniera più marcata a livelli in cui è rara a livelli in cui è assente. Ricompare anche se molto scarsa in due livelli sul fondo (540 e 548 cm).

***Orbulina universa***: Rispetto alcune specie descritte sopra, l'*Orbulina* è presente nella carota fin dai centimetri superficiali anche se in maniera non abbondante (R). Dai 350 cm la sua presenza è estremamente scarsa e si riduce a pochissimi livelli sparendo completamente al di sotto dei 485 cm.

## 8.16 - Discussione

I foraminiferi bentonici vengono generalmente utilizzati per informazioni inerenti alla distribuzione batimetrica (Jorissen, 1987; Jorissen, 1988; Murray, 1991). Nei livelli analizzati le associazioni a foraminiferi bentonici danno indicazioni di un ambiente tipico di piattaforma esterna. Inoltre si è visto che l'utilizzo dei foraminiferi bentonici è ristretto e legato prevalentemente a variazioni dei parametri ambientali a livello locale (Jorissen *et al.*, 1993). Infatti le forme bentoniche sono espressione dell'ambiente di fondo spesso molto complesso, articolato e caratterizzato da parametri ambientali estremamente variabili (Asioli *et al.*, 1988).

Di particolare rilievo è il livello 385 cm circa che potrebbe segnare un limite, un passaggio da condizioni climatiche più fredde a condizioni più temperate calde. Al di sotto di questo livello scompaiono infatti alcuni





foraminiferi bentonici come per esempio *C. pachyderma* e *Uvigerina* spp., come evidenziato anche da Jorissen *et al.* 1993 in alcune carote prelevate sempre nella fossa meso-Adriatica. Questi foraminiferi, pur non essendo indicatori paleoclimatici, risultando particolarmente abbondanti nei livelli più superficiali, in cui si riscontra un clima simile all'attuale, possono comunque suggerirci un passaggio climatico. Infatti alla scomparsa della maggior parte dei foraminiferi bentonici, dalla tabella 8.16.1 si può riscontrare l'aumento verso la parte più profonda della carota di alcune specie di foraminiferi planctonici, indicatrici invece di climi rigidi come la *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba* e la *Neogloboquadrina pachyderma* (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1989; Capotondi, 1994).

A differenza dei bentonici le forme planctoniche, accumulate dopo la morte nei sedimenti, possono essere indicatrici dell'ambiente pelagico ed in particolare delle masse d'acqua che caratterizzano i bacini (Asioli *et al.*, 1988).

Risalendo la carota verso livelli superficiali, pur essendo presenti in alcuni intervalli specie indicanti un peggioramento climatico, come per es. tra i 280-300 cm in cui ricompare la *N. pachyderma* e la *G. quinqueloba*, o tra i 220-260 cm in cui nuovamente ricompare la *N. pachyderma* e la *Globorotalia inflata* o ancora in alcuni livelli più superficiali (10-170 cm) in cui alternativamente si ha la presenza/assenza della *G. falconensis*, negli altri livelli si ha la presenza di specie tipiche di climi più temperati caldi ad indicare quindi un generale miglioramento climatico dal fondo verso i livelli più superficiali della carota in esame.

## 8.17 - Analisi statistica multivariata

La carota ADR1 è stata sottoposta ad analisi statistica multivariata al fine di semplificare la lettura dei diversi parametri analizzati.

In particolare questo tipo di indagine è stata effettuata sulle singole percentuali delle classi granulometriche, suddivise in intervalli di  $\frac{1}{2}$  unità  $\phi$ , delle frazioni sabbioso-pelitica ( $<2\text{mm}$ ), sulla frazione argillosa ( $<2\mu\text{m}$ ) suddivisa nelle percentuali di illite, smectite, clorite e caolinite, e poi è stata effettuata un'analisi statistica fattoriale e una matrice di correlazione unendo più variabili, in particolare sono state considerate assieme le percentuali di sabbia, silt e argilla, le percentuali di smectite, illite, clorite e caolinite, le percentuali di carbonio organico, di azoto e di carbonato di calcio e il rapporto molare C/N.

Nei primi due casi i dati rappresentano termini percentuali, la cui somma è pari a 100%, quindi il fattore "scala" risulta lo stesso per tutti i campioni e non si è reso necessario pertanto standardizzare i dati per portarli ad uno stesso intervallo numerico, come invece è stato necessario effettuare nel caso di più variabili. È stata applicata l'analisi fattoriale in modo Q, secondo il metodo delle componenti principali, imponendo una rotazione ortogonale (varimax) degli assi di

riferimento, in modo tale da rendere più chiara e semplice la matrice dei risultati.

Per quanto concerne i dati granulometrici sono stati estratti due fattori con "eigenvalue" >1, che esplicano il 96.65% della varianza totale tra i campioni.

L' "eigenvalue" o autovalore è significativo quando è maggiore di 1 e permette di quantificare il contributo di un fattore alla varianza totale.

Il fattore I esprime il 57.21% della varianza totale, mentre il fattore II ne spiega il 39.43%.

In tabella 8.17.1 è riportata l'analisi fattoriale sulle percentuali granulometriche della carota ADR 1 e in particolare sono riportati i pesi dei due fattori con evidenziati, in due colori differenti, i pesi dei fattori prevalenti.

Il fattore I costituisce il componente di maggior peso in 72 livelli, il fattore II in 36 livelli.

In figura 8.17.1 sono riportati gli spettri dimensionali degli "endmember", cioè dei campioni ideali, che spiegano la globalità dell'informazione con un solo fattore. Si osserva come esiste una differenza granulometrica tra i sedimenti rappresentati dai due fattori. Infatti l'endmember del fattore I è caratterizzato da un sedimento decisamente fine, con una moda in corrispondenza dei 9.5-10 $\phi$  cioè nel campo delle argille. La sabbia è presente con percentuali basse (attorno al 4%). L'endmember del fattore II è rappresentato da un sedimento leggermente più grossolano, con la moda compresa tra 8-8.5 $\phi$ , campo del silt molto fine, ed ha percentuali di sabbia superiori al precedente, attorno al 5%.

Dall'analisi delle curve medie di frequenza dei due gruppi di campioni (Fig. 8.17.2) viene rispecchiato perfettamente l'andamento dell'endmember per ogni singolo fattore. Si sono anche calcolate le percentuali medie di sabbia, silt e argilla per ogni fattore. Da queste risulta che il fattore I è costituito ad un sedimento con percentuali medie di sabbia, silt e argilla pari a 1.51 $\pm$ 0.59%, 43.05 $\pm$ 3.31% e 55.43 $\pm$ 3.44% rispettivamente, mentre il fattore II è caratterizzato da tenori in sabbia, silt e argilla rispettivamente di 2.34 $\pm$ 1.94%, 55.56 $\pm$ 3.02% e 42.10 $\pm$ 4.10%.

Quindi il fattore I è caratterizzato dalla predominanza di sedimenti fini con percentuali elevate soprattutto di argilla, ad indicare probabilmente un ambiente di deposizione caratterizzato da condizioni energetiche basse. Il fattore II invece vede un aumento delle granulometrie che si spostano verso sedimenti più siltosi con tenori medi in sabbia più elevati.

Come si osserva in figura 8.17.3 (A) si ha un intreccio tra i due fattori con la prevalenza del fattore II nella parte terminale della carota, fino a circa 400 cm, da questo livello a 100 cm prevale il fattore I, quindi dai 100 ai 50 cm i due fattori si intrecciano nuovamente in maniera marcata per poi prevalere nuovamente il fattore I nei primi 50 cm circa di carota.

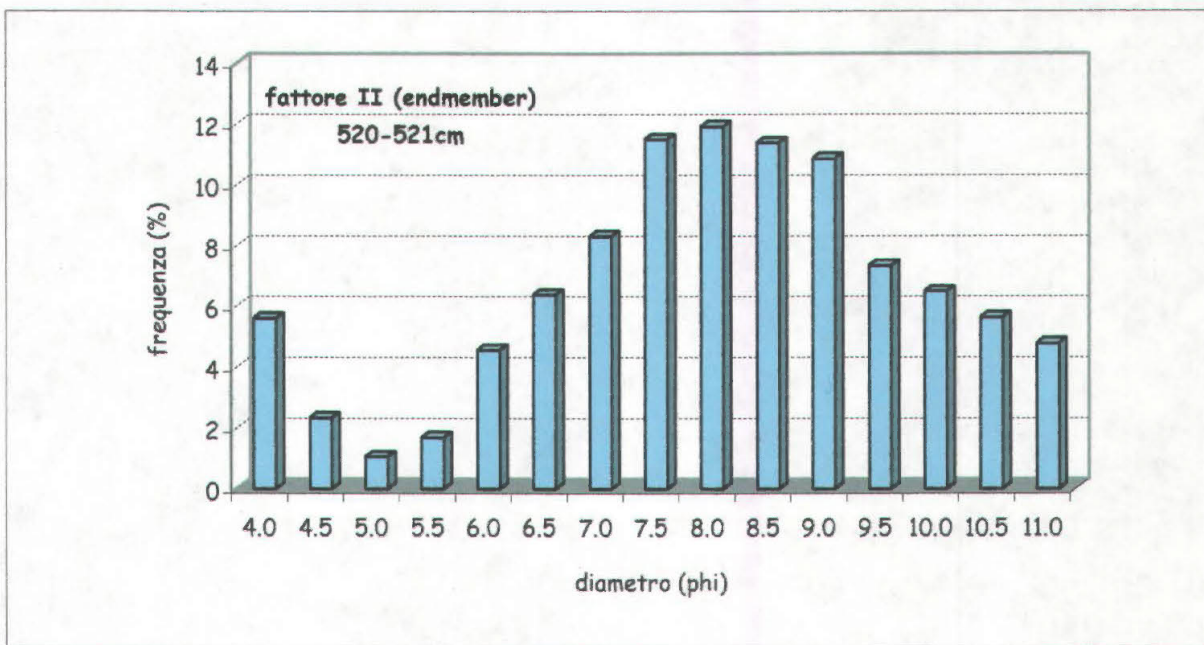
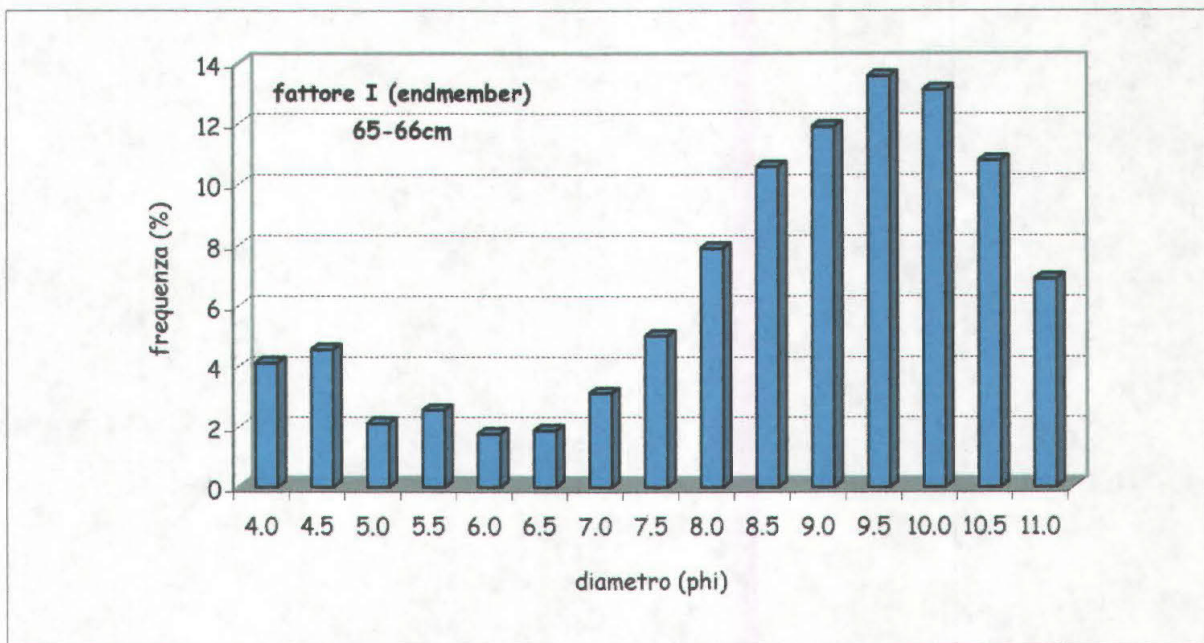
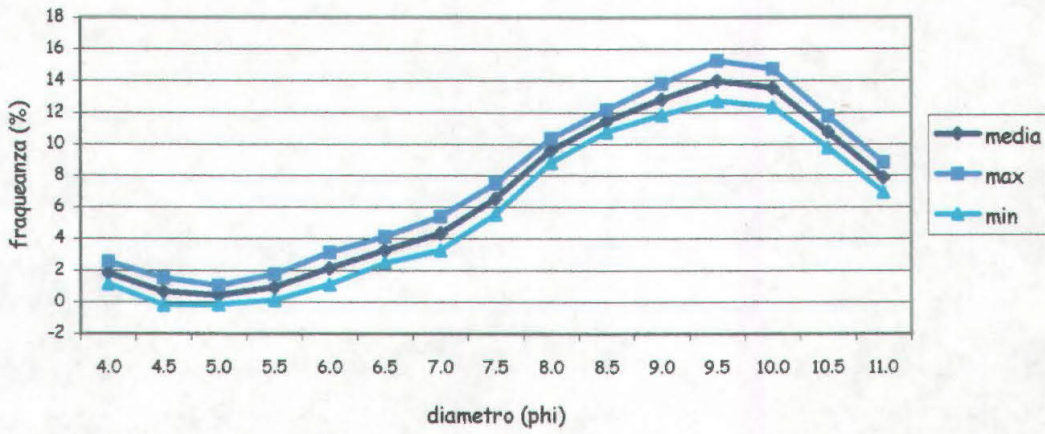


Fig. 8.17.1 - Spettri dimensionali degli "endmember" (campioni ideali) per i fattori I e II della carota ADR. 1.

Analisi fattoriale ADR1 - F1



Analisi fattoriale ADR1 - F2

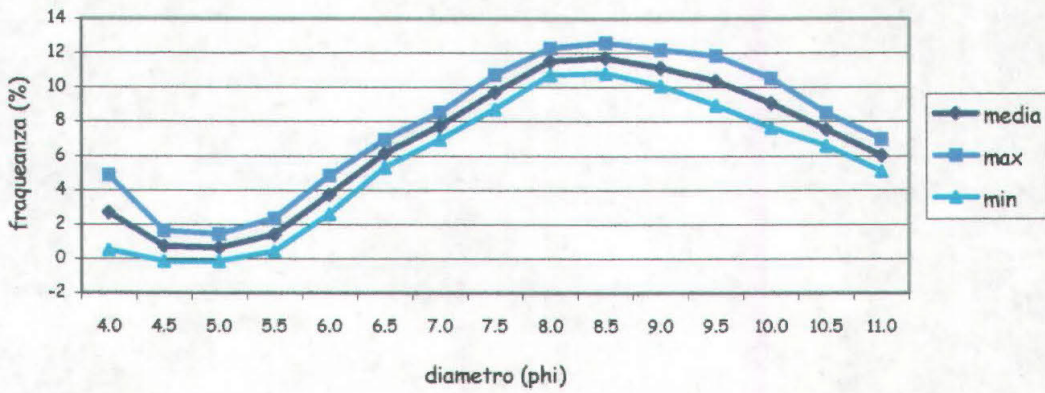


Fig. 8.17.2 - Curve medie di frequenza granulometrica dei fattori I e II nella carota ADR. 1.

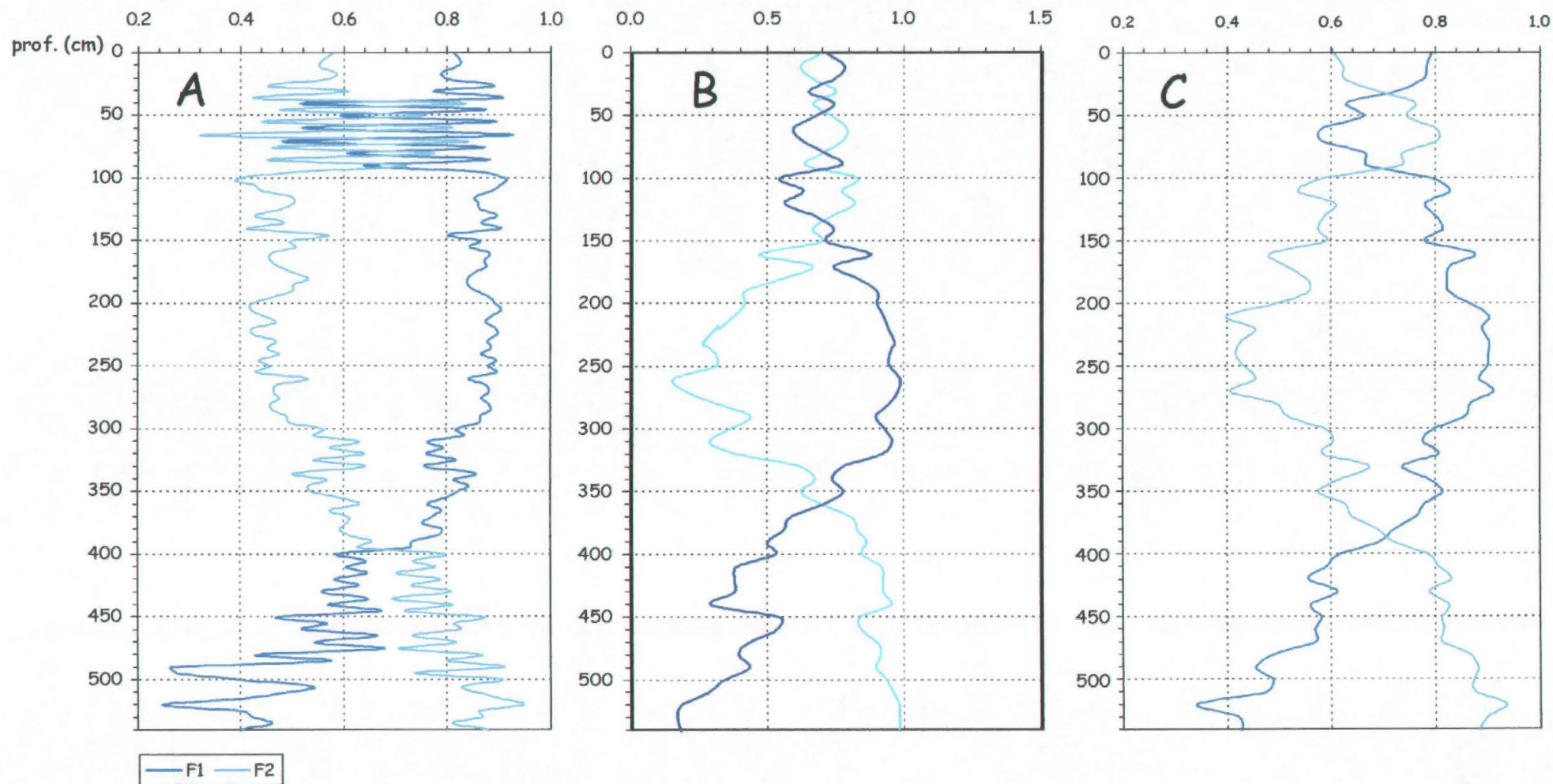


Fig. 8.17.3 - Analisi fattoriale eseguita sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione <2mm (A), sui valori percentuali dei minerali argillosi (B) e su diverse variabili (C) (% sabbia, % silt, % argilla, %  $\text{CaCO}_3$ , % minerali argillosi, % C org. e % N) nella carota ADR. 1.

livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2
0-1	0.81	0.58	185-186	0.84	0.50	370-371	0.77	0.61
6-8	0.82	0.56	190-191	0.86	0.50	375-376	0.75	0.61
10-12	0.82	0.55	195-106	0.88	0.46	380-381	0.79	0.59
16-18	0.79	0.59	200-201	0.89	0.42	385-386	0.78	0.61
20-22	0.80	0.57	205-206	0.90	0.42	390-391	0.73	0.66
26-28	0.89	0.45	210-211	0.88	0.45	395-396	0.73	0.63
30-32	0.77	0.61	215-216	0.87	0.47	400-401	0.59	0.80
36-38	0.90	0.43	220-221	0.90	0.42	405-406	0.64	0.73
40-41	0.51	0.84	225-226	0.90	0.43	410-411	0.60	0.78
45-46	0.87	0.48	230-231	0.88	0.47	415-416	0.65	0.70
50-51	0.59	0.76	235-236	0.88	0.45	420-421	0.58	0.79
55-56	0.89	0.44	240-241	0.87	0.47	425-426	0.63	0.73
60-61	0.52	0.81	245-246	0.90	0.44	430-431	0.56	0.81
65-66	0.93	0.32	250-251	0.88	0.46	435-436	0.65	0.69
70-71	0.48	0.84	255-256	0.89	0.43	440-441	0.57	0.81
75-76	0.87	0.46	260-261	0.84	0.53	44-446	0.67	0.72
80-81	0.61	0.78	265-266	0.87	0.47	450-451	0.47	0.87
85-86	0.88	0.45	270-271	0.88	0.46	455-456	0.57	0.81
90-91	0.64	0.72	275-276	0.87	0.48	460-461	0.52	0.82
95-96	0.85	0.51	280-281	0.88	0.46	465-466	0.66	0.73
100-101	0.91	0.39	285-286	0.88	0.46	470-471	0.54	0.82
105-106	0.90	0.43	290-291	0.86	0.49	475-476	0.68	0.71
110-111	0.89	0.44	295-296	0.86	0.49	480-481	0.43	0.87
115-116	0.85	0.50	300-301	0.82	0.56	485-486	0.57	0.80
120-121	0.86	0.50	305-306	0.83	0.54	490-491	0.26	0.91
125-126	0.86	0.48	310-311	0.76	0.63	495-496	0.28	0.74
130-131	0.90	0.43	315-316	0.79	0.57	500-501	0.39	0.91
135-136	0.87	0.48	320-321	0.76	0.64	505-506	0.54	0.83
140-141	0.90	0.41	325-326	0.82	0.54	510-511	0.49	0.86
145-146	0.80	0.57	330-331	0.76	0.64	515-516	0.40	0.90
150-151	0.86	0.50	335-336	0.86	0.50	520-521	0.25	0.95
155-156	0.84	0.51	340-341	0.81	0.57	525-526	0.40	0.86
160-161	0.88	0.46	345-346	0.84	0.53	530-531	0.42	0.87
165-166	0.87	0.46	350-351	0.82	0.54	535-536	0.46	0.81
170-171	0.88	0.47	355-356	0.80	0.59	540-541	0.40	0.88
175-176	0.85	0.50	360-361	0.76	0.63	545-546	0.45	0.86
180-181	0.84	0.53	365-366	0.79	0.57	548-550	0.43	0.89

Tab. 8.17.1 - Analisi fattoriale sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione < 2mm. In sfondo grigio sono evidenziati i pesi del fattore prevalente.

Come già detto è stata applicata l'analisi fattoriale anche per i minerali argillosi. Anche in questo caso sono stati estratti due fattori con "eigenvalue" >1, che esplicano il 99.6% della varianza totale tra i campioni.

Il fattore I esprime il 50.9% della varianza totale, mentre il fattore II ne spiega il 48.7%.

Livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2
0-1	0.70	0.72	140-141	0.67	0.74	280-281	0.32	0.95	420-421	0.92	0.38
10-12	0.62	0.78	150-151	0.70	0.72	290-291	0.44	0.90	430-431	0.92	0.38
20-22	0.67	0.74	160-161	0.47	0.88	300-301	0.36	0.93	440-441	0.95	0.29
30-32	0.75	0.65	170-171	0.67	0.74	310-311	0.29	0.96	450-451	0.84	0.55
40-41	0.67	0.74	180-181	0.56	0.83	320-321	0.39	0.92	460-461	0.84	0.53
50-51	0.74	0.68	190-191	0.42	0.90	330-331	0.62	0.78	470-471	0.90	0.43
60-61	0.79	0.60	200-201	0.42	0.90	340-341	0.67	0.74	480-481	0.92	0.39
70-71	0.77	0.63	210-211	0.38	0.93	350-351	0.62	0.78	490-491	0.90	0.44
80-81	0.70	0.72	220-221	0.32	0.95	360-361	0.71	0.70	500-501	0.94	0.34
90-91	0.64	0.77	230-231	0.26	0.96	370-371	0.81	0.59	510-511	0.96	0.28
100-101	0.83	0.55	240-241	0.31	0.95	380-381	0.83	0.56	520-521	0.98	0.18
110-111	0.77	0.63	250-251	0.31	0.95	390-391	0.86	0.50	530-531	0.98	0.17
120-121	0.82	0.56	260-261	0.16	0.99	400-401	0.84	0.53	540-541	0.98	0.18
130-131	0.74	0.68	270-271	0.21	0.98	410-411	0.92	0.39	548-550	0.98	0.21

Tab. 8.17.2 - Analisi fattoriale sui valori percentuali dei minerali argillosi (< 2 $\mu$ m). In sfondo grigio sono evidenziati i pesi del fattore prevalente.

In tabella 8.17.2 sono riportati i pesi dei due fattori per i minerali argillosi della carota ADR. 1 evidenziando, in due colori differenti, i pesi dei fattori prevalenti.

Il fattore I costituisce il componente di maggior peso in 28 livelli, come pure il fattore II.

Come si osserva dalla figura 8.17.3 (B) l'andamento è molto simile a quello riscontrato per le granulometrie, anche se in questo caso risulta meno dettagliato poiché il passo di campionatura è stato di 10 cm rispetto ai 5 cm delle granulometrie. Si ha la dominanza del fattore I nella parte basale della carota, fino a circa 370 cm circa, quindi prevale il fattore II fino a circa 150 cm mentre nella porzione più superficiale i due fattori si alternano fino alla sommità.

L'analisi statistica effettuata su più variabili, mettendo insieme cioè le diverse classi granulometriche, i minerali argillosi, il carbonato di calcio e il C ed N, evidenzia un andamento del tutto simile a quello riscontrato per la sola frazione inorganica.

Infatti l'analisi statistica fattoriale (Tab. 8.17.3) ha evidenziato la presenza sempre di due fattori, che esplicano il 98.61% della varianza totale tra i campioni. In particolare il fattore I costituisce il componente di maggior peso in 35 livelli ed esprime il 52.54% della varianza totale; il fattore due invece rappresenta il componente di maggior peso in 21 livelli ed esprime il 46.07% della varianza totale.

Come già evidenziato nei grafici descritti precedentemente, anche in questo caso si osserva un intreccio tra i due fattori con la prevalenza del fattore II nella parte basale fino a circa 380 cm circa e tra i 30-90 cm (Fig. 8.17.3 - C).



livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2	livelli (cm)	F1	F2
0.5	0.79	0.61	140.5	0.81	0.57	280.5	0.87	0.49	420.5	0.55	0.83
11	0.78	0.62	150.5	0.78	0.59	290.5	0.85	0.52	430.5	0.61	0.79
21	0.78	0.63	160.5	0.87	0.48	300.5	0.79	0.59	440.5	0.56	0.82
31	0.72	0.69	170.5	0.83	0.51	310.5	0.78	0.60	450.5	0.58	0.81
40.5	0.63	0.76	180.5	0.82	0.55	320.5	0.80	0.58	460.5	0.57	0.81
50.5	0.66	0.74	190.5	0.83	0.55	330.5	0.74	0.67	470.5	0.57	0.81
60.5	0.58	0.80	200.5	0.87	0.49	340.5	0.79	0.62	480.5	0.49	0.86
70.5	0.58	0.80	210.5	0.90	0.40	350.5	0.81	0.58	490.5	0.45	0.88
80.5	0.66	0.74	220.5	0.89	0.45	360.5	0.78	0.63	500.5	0.49	0.87
90.5	0.67	0.73	230.5	0.90	0.43	370.5	0.76	0.64	510.5	0.47	0.87
100.5	0.79	0.58	240.5	0.90	0.42	380.5	0.72	0.69	520.5	0.34	0.93
110.5	0.83	0.53	250.5	0.90	0.43	390.5	0.69	0.72	530.5	0.42	0.90
120.5	0.78	0.61	260.5	0.88	0.45	400.5	0.61	0.79	540.5	0.43	0.88
130.5	0.80	0.59	270.5	0.91	0.41	410.5	0.59	0.81	549	0.41	0.89

Tab. 8.17.3 - Analisi fattoriale eseguita sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione <2mm, sui valori percentuali dei minerali argillosi (< 2 $\mu$ m), sulle % di Ca CO<sub>3</sub>, di C organico ed N.

Inoltre in tabella 8.17.4 sono riportati i "factor scores" cioè i valori numerici che rappresentano il peso che ogni variabile ha all'interno di ogni fattore. Così si può osservare che nel fattore I il maggior peso è dato dall'argilla, dalla smectite e dal CaCO<sub>3</sub> mentre le altre variabili hanno segno inverso, il fattore II è invece caratterizzato principalmente dal silt, dalla clorite e dall'illite.

VARIABILI	FACTOR(1)	FACTOR(2)
sabbia	-0.919	-0.603
silt	-0.088	2.189
clay	2.301	-0.301
smectite	1.240	-0.924
illite	0.002	1.584
clorite	-0.520	0.203
caolinite	-0.357	-0.320
C organico	-0.875	-0.746
N organico	-0.923	-0.740
C/N	-0.312	-0.374
CaCO <sub>3</sub>	0.451	0.032

Tab. 8.17.4 - "Factor scores" dell'analisi statistica su più variabili della carota ADR. 1.

E' stata effettuata anche una matrice di correlazione tra queste variabili che ha evidenziato come sussistano ottime correlazioni positive tra l'argilla e la smectite e tra l'argilla e la componente organogena (C ed N organici e CaCO<sub>3</sub>) e

tra il silt con l'illite e clorite mentre negli altri casi le correlazioni sono negative (Tab. 8.17.5).

	SAND	SILT	CLAY	SMECTITE	ILLITE	CLORITE	CAOLINITE	Corg	N	C/N	CaCO <sub>3</sub>
SAND	1.00										
SILT	0.29	1.00									
CLAY	-0.42	-0.99	1.00								
SMECTITE	-0.37	-0.72	0.74	1.00							
ILLITE	0.50	0.69	-0.72	-0.97	1.00						
CLORITE	0.21	0.72	-0.71	-0.88	0.81	1.00					
CAOLINITE	-0.43	-0.17	0.22	0.09	-0.27	-0.22	1.00				
Corg	-0.11	-0.63	0.61	0.57	-0.53	-0.60	0.08	1.00			
N	-0.28	-0.63	0.64	0.65	-0.68	-0.70	0.46	0.41	1.00		
C/N	0.15	-0.13	0.10	0.06	0.00	-0.06	-0.27	0.68	-0.37	1.00	
CaCO <sub>3</sub>	-0.28	-0.62	0.63	0.60	-0.54	-0.59	-0.01	0.49	0.57	0.04	1.00

Tab. 8.17.5 - Matrice di correlazione eseguita considerando i valori percentuali delle diverse classi granulometriche, dei minerali argillosi (illite, clorite, caolinite e smectite), del CaCO<sub>3</sub>, del C organico, dell'N e il rapporto molare C/N.

## 8.18 - DISCUSSIONE GENERALE - CAROTA ADR97 1

L'insieme dei dati granulometrici, geomeccanici, mineralogici, organici, micropaleontologici, con l'ausilio delle datazioni e dell'analisi statistica dei dati, hanno permesso di ricostruire le variazioni paleoclimatiche tardo-quadernarie registrate dalla carota ADR97 1.

Nella carota si possono distinguere cinque fasi climatiche di seguito descritte schematicamente (Fig. 8.18.1):

1) La parte basale della carota (520-550 cm) è caratterizzata da un materiale depositatosi in una fase climatica probabilmente più fredda dell'attuale, successiva all'Ultimo Massimo Glaciale (UMG). Questa porzione basale della carota in base alle età e ai tassi di sedimentazione potrebbe essere indicativamente compresa tra 13000-13500 anni B.P.. Questa ipotesi viene supportata dai bassi tenori di smectite, gli alti valori di illite e clorite nonché dagli indici di cristallinità, che pur molto costanti lungo la carota, nella parte basale indicano una miglior cristallizzazione della clorite e dell'illite, ad indicare una bassa alterazione chimica rispetto ai livelli superficiali.

Infatti in fasi climatiche più fredde sono frequenti i fenomeni di alterazione fisica rispetto a quelli di alterazione chimica. In questo intervallo basale si riscontrano anche i tenori medi di sabbia più elevati ( $4.42 \pm 1.04\%$ ) come pure di silt ( $55.01 \pm 2.24\%$ ). Inoltre l'indagine micropaleontologica ha evidenziato

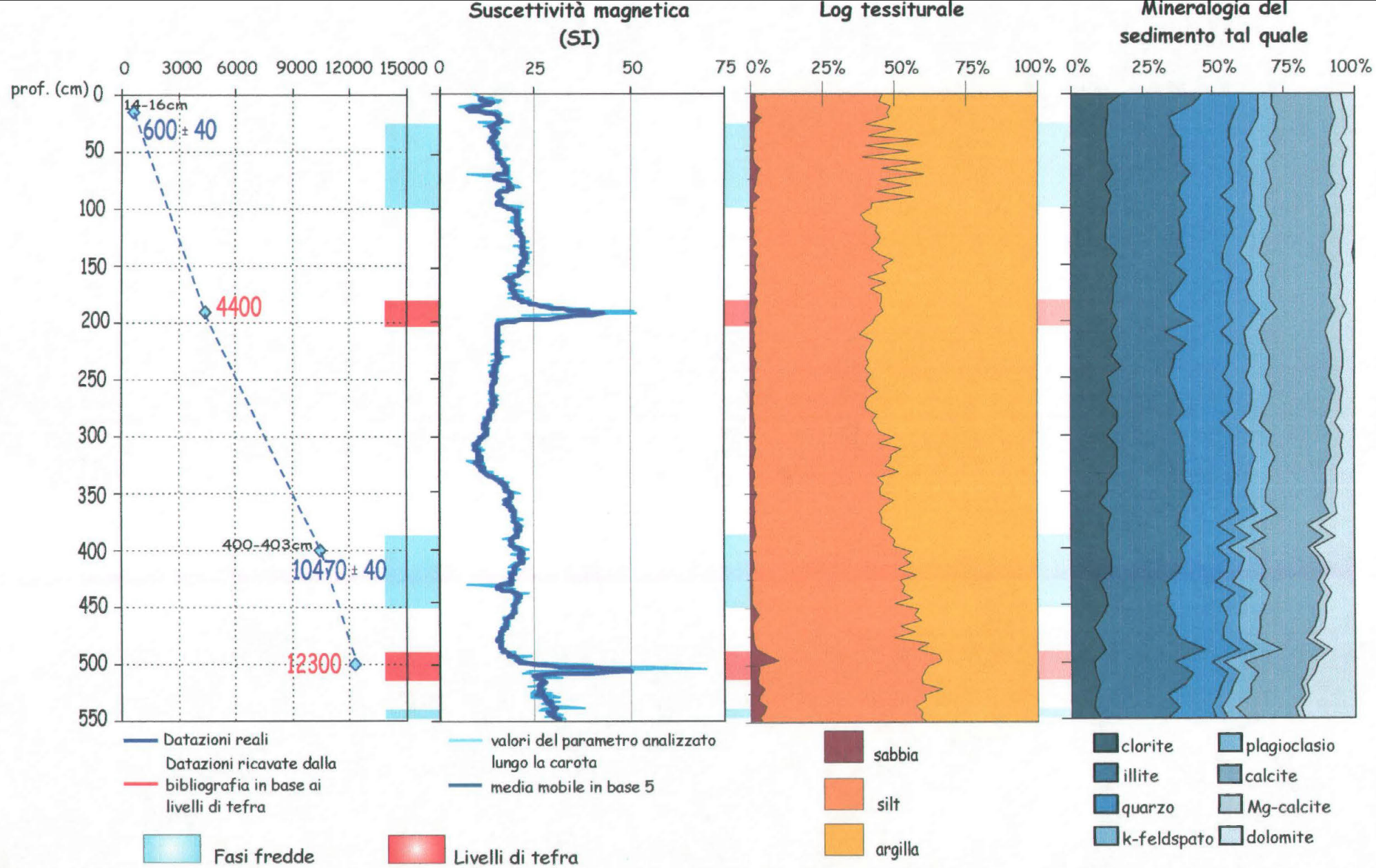


Fig. 8.18.1 - Parametri analizzati per la carota ADR97 1.

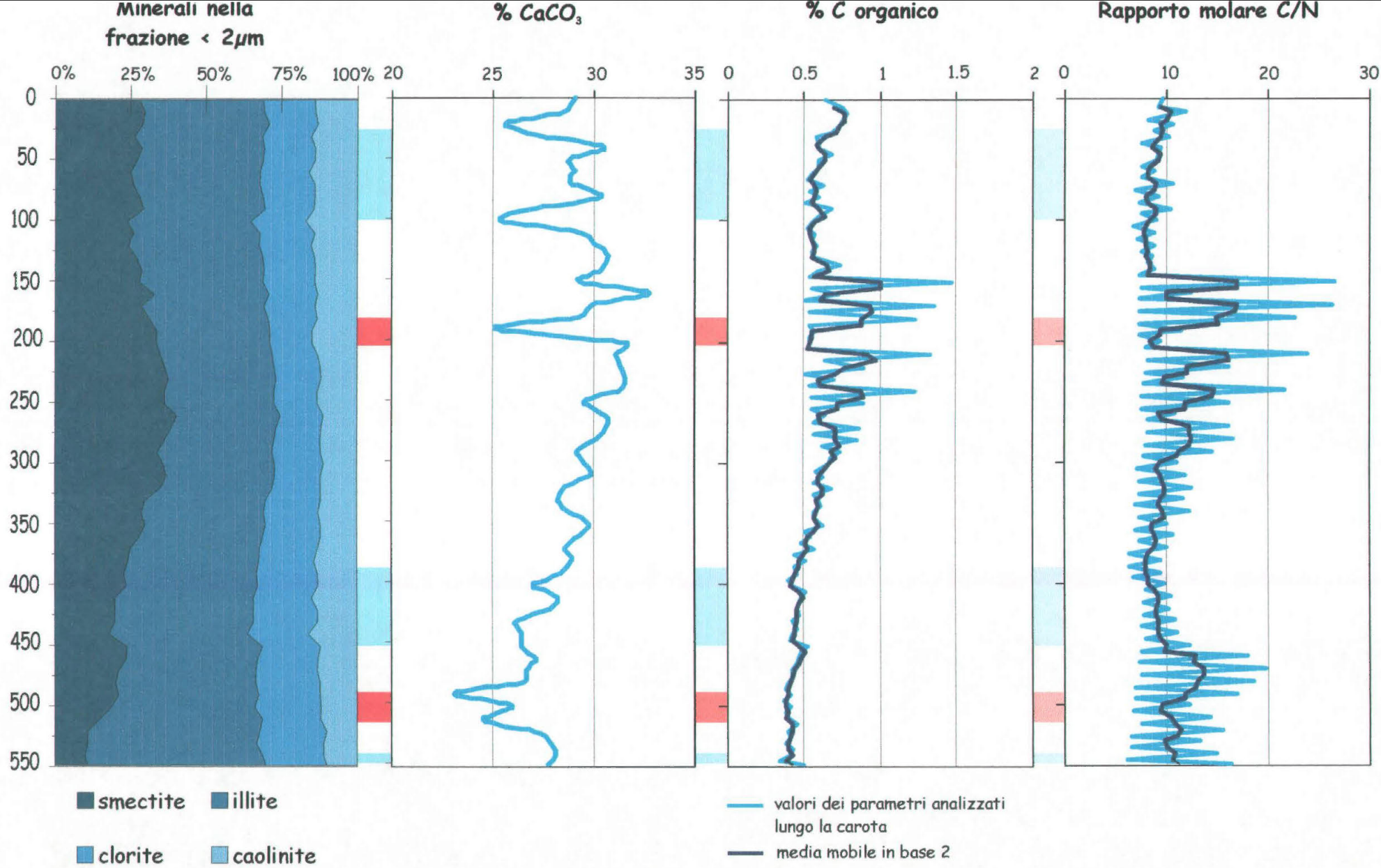


Fig. 8.18.1 - Continua.

la presenza di due specie di foraminiferi planctonici come *G. quinqueloba* e *N. pachyderma* tipici di climi freddi (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1989; Capotondi, 1994).

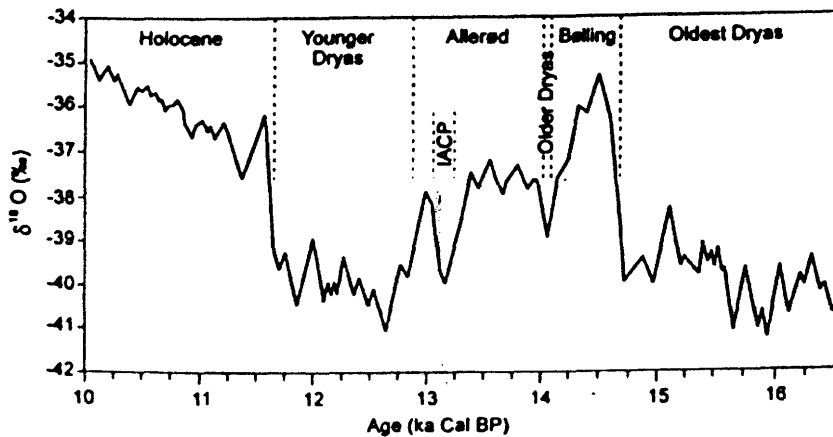


Fig. 8.18.2 - Curva del  $\delta^{18}\text{O}$  del Tardiglaciale e dell'Olocene nella carota GISP2 (Groenlandia). Da Stuiver et al., 1995, ridisegnato e modificato da Orombelli & Ravazzi, 1996).

Questo periodo potrebbe essere quello indicato da Orombelli & Ravazzi (1996) come IACP (*Intra-Allerød Cold Period*), cioè una fase di raffreddamento climatico nella parte terminale del periodo caldo *Allerød* (Stuiver et al., 1995), individuato in uno studio condotto in una carota di ghiaccio (GISP2) prelevata in Groenlandia (Fig. 8.18.2).

2) Dai 530 ai 450 cm si sviluppa una fase climatica più temperata. Va sottolineato l'evento vulcanico (490-510 cm), legato probabilmente all'episodio C2/NYT (*Neapolitan Yellow Tuff*), datato 12300 anni (Rosi & Sbrana, 1987), in cui si ha la deposizione di un livello di tephra, come evidenziato in maniera marcata dalla suscettività magnetica e dall'indagine micropaleontologica. In questo secondo intervallo si registrano: un aumento della smectite ed una lieve diminuzione dell'illite; elevate percentuali di silt ( $57.47 \pm 3.15\%$ ) e relativamente elevate di sabbia ( $3.51 \pm 2.39\%$ ); costanza nei tenori di carbonio organico e un rapporto molare C/N >10 ad indicare una provenienza continentale della sostanza organica  $\Rightarrow$  probabilmente si risente in maniera ancora marcata, nella fossa Meso-Adriatica, di apporti di acque dolci da parte del fiume Po, che gradatamente nella fase successiva all'ultima glaciazione, con l'instaurarsi della trasgressione olocenica viene risospinto verso nord. Il  $\text{CaCO}_3$  evidenzia un netto calo, registrando il valore (23.05%) in assoluto più basso individuato lungo la carota legato alla presenza del livello di tephra e quindi all'abbondante presenza di vetro vulcanico. Nei foraminiferi planctonici, tra le specie indicatrici di climi

più caldi abbondante è la *G. ruber*, e subordinatamente *G. inflata* e la *O. universa*. La presenza di queste specie, come sottolineato pure da Capotondi & Morigi (1996), suggerisce un aumento nella produttività del fitoplancton e quindi una fase climatica più calda.

3) Tra 450 e 385 cm circa i parametri considerati registrano un netto peggioramento climatico, con temperature e precipitazioni tipiche del periodo glaciale nelle regioni polari (Orombelli & Ravazzi, 1996). Siamo in presenza del *Younger Dryas*, un evento freddo che si espande in tutto il Mediterraneo, Centro-Europa fino anche le regioni polari settentrionali e che è caratterizzato da un breve ma intenso deterioramento climatico. Capotondi & Morigi, 1996, in uno studio condotto su quattro carote di sedimento in Adriatico meridionale, e Capotondi *et al.* (1992) in uno studio sempre su carote di sedimento prelevate in diverse parti del Mediterraneo (Mar Tirreno, Canale di Sicilia e Mare Adriatico) fanno iniziare questo evento freddo intorno agli 11000 anni, mentre altri autori, come Orombelli & Ravazzi, 1996, studiando le variazioni climatiche registrate in una carota di ghiaccio (GISP2) prelevata in Groenlandia, lo fanno cominciare prima attorno ai 13000 anni (12890 anni B.P.). Nella carota presa in esame la data di inizio corrisponde a quella che hanno rinvenuto Capotondi & Morigi circa 11000 anni fa e si è manifestata con: un calo anche se leggero della smectite, un aumento della clorite ed illite ed una diminuzione del  $\text{CaCO}_3$  e della sostanza organica. Il rapporto molare C/N diminuisce con valori medi <10 ad indicare una sostanza organica autoctona. La granulometria registra un netto calo della frazione sabbiosa che si attesta attorno a valori percentuali estremamente bassi (1% circa) e tenori di silt mediamente > 50%. Si registra un aumento di alcune specie di foraminiferi planctonici come *G. bulloides*, *G. cariacensis*, *G. quinqueloba* e *N. pachyderma* che indicano acque fredde e produttive e la presenza di due specie di foraminiferi bentonici, che per altro compaiono anche prima dell'inizio ipotetico dell'*Younger Dryas*, la *Hyalinea balthica* e la *T. angulosa* che suggeriscono acque profonde fredde (Mackensen *et al.*, 1993; Schmielddl & Mackensen, 1995).

In questo periodo si ha un deterioramento climatico generale con temperature e precipitazioni che ritornano a livelli caratteristici dei periodi glaciali.

Tale evento ebbe uno sviluppo velocissimo e infatti in appena 100 anni l'Europa settentrionale e il Nord America nord-orientale ritornarono a condizioni glaciali, con un raffreddamento, registrato nelle carote di ghiaccio groenlandesi, di circa 6°C (Broecker & Denton, 1998). Altrettanto velocemente, circa un migliaio di anni più tardi, questo intervallo freddo ebbe bruscamente termine.

Questi tre intervalli, individuati dai differenti parametri analizzati, vengono accorpati in un unico intervallo nell'analisi statistica fattoriale eseguita sulle singole classi granulometriche, sulla frazione argillosa e su più variabili (Fig. 8.17.3). In particolare la porzione basale registra un leggero miglioramento climatico successivo all'Ultimo Massimo Glaciale, inglobato in due fasi fredde, rappresentate dall' IACP (*Intra-Allerød Cold Period*) e dall' *Younger Dryas*. L'analisi fattoriale evidenzia la prevalenza del fattore II per le granulometrie e quindi di un sedimento più grossolano, e del fattore II per gli argillosi, in cui si ha la prevalenza di illite, clorite e caolinite sulla smectite, indicatrice quest'ultima di miglioramenti climatici.

Anche nel caso dell'analisi statistica fattoriale eseguita su più variabili (granulometrie, argillosi,  $\text{CaCO}_3$  e carbonio ed azoto) si osserva la prevalenza del fattore II nella parte basale fino a circa 380 cm, fattore II che, dall'analisi dei "factor scores" cioè delle variabili che hanno un maggior peso all'interno di ogni fattore, è caratterizzato dalla prevalenza del silt, della clorite e dell'illite. Anche la matrice di correlazione (Tab. 8.17.5) effettuata tra queste variabili ha evidenziato come sussistano ottime correlazioni positive tra il silt con l'illite e la clorite ( $\geq 0.7$ ).

4) Con la fine di questo evento freddo circa 10000 anni fa comincia il periodo olocenico in cui si registra un generale miglioramento climatico. Anche in questo caso abbiamo l'aiuto di una datazione, che è stata effettuata attorno ai 400 cm e registra un età di 10470 anni.

In generale si osserva un aumento della frazione fine (argilla); tenori di sabbia molto bassi (mediamente attorno all'1%); aumento della smectite; calo della illite e clorite; aumento generale del carbonato e della sostanza organica che, visto l'elevato rapporto molare, potrebbe essere di origine continentale.

Jorissen *et al.* (1993) indicano questo limite come il passaggio da una Zona II che, l'autore definisce come zona di transizione, alla Zona I che invece indica il periodo post-glaciale. Capotondi *et al.* (1996) nominano i due periodi caldi che delimitano il Younger Dryas come Terminazione IA e IB. Tra i 9000 e i 4000 anni B.P. si entra nella prima fase dell'olocene in cui si registrano temperature più alte rispetto a quelle presenti ai tempi nostri, con un aumento della temperatura anche di  $7^\circ\text{C}$  ed abbondanti precipitazioni (Orombelli & Ravazzi, 1996; Rohling & Rijk, 1999). In particolare si osservano dei miglioramenti climatici, evidenziati tra i 380 e i 285 cm, che corrispondono all'incirca ad una età compresa tra i 9000 e i 7000 anni circa, in cui si ha una fase di "optimum climatico", registrato da un aumento della smectite, del carbonato di calcio e del carbonio organico e da un'associazione a foraminiferi planctonici dominata da specie subtropicali come *G. ruber* e *O. universa*, tipiche di acque superficiali.

Attorno ai 200 cm circa si incontra un secondo livello di tephra, evidenziato anch'esso molto bene dalla suscettività magnetica e dall'indagine micropaleontologica, nonché dal fatto che si registra un brusco calo di tutti i parametri analizzati. Questo secondo livello di tephra, Calanchi *et al.* (1998) lo collocano nell'episodio AMS/PF (Agnano Monte Spina - Campi Flegrei) datato 4400 anni B.P. (Rosi & Sbrana, 1987).

Dopo il livello di tephra si osserva la sparizione di *N. pachyderma* e di *G. inflata* e la presenza di specie tropicali e subtropicali come *G. ruber* e *O. universa* come pure *G. sacculifer* che indicano associazioni che suggeriscono acque superficiali più calde con una sostanza organica che proviene comunque dal continente visto sempre l'elevato rapporto molare.

L'intervallo centrale, in cui si è ipotizzato un generale miglioramento climatico, con la presenza anche dell'optimum climatico olocenico è caratterizzato dalla preponderanza del fattore I per le granulometrie quindi di un sedimento prevalentemente argilloso, e dello stesso fattore per gli argillosi, che registrano un incremento della smectite. L'analisi fattoriale eseguita considerando anche la componente organogena del sedimento rappresentata dal  $\text{CaCO}_3$ , dal carbonio organico e dall'azoto convalida tale ipotesi, ed in fatti anche in questo caso si osserva la prevalenza del fattore I che dall'analisi dei "factor scores" ha come variabili di maggior peso, l'argilla, la smectite e il carbonato di calcio (Fig. 8.17.4). Anche la matrice di correlazione evidenzia come sussistano ottime correlazioni positive tra l'argilla e la smectite e l'argilla e il carbonato di calcio (Tab. 8.17.5).

5) Dopo questa fase di generale miglioramento climatico (da circa 5000 anni fa al periodo attuale) si instaurano condizioni climatiche simili al periodo attuale. Si registrano comunque dei peggioramenti climatici rispetto all'optimum climatico con l'alternarsi di fasi climatiche temperate/calde a fasi climatiche più fresche, in particolare in corrispondenza dei 100, 50 e 30 cm con un età radiometrica di circa 2500, 1500 e 1000 anni, in cui si osserva un calo della smectite e del  $\text{CaCO}_3$  che potrebbero indicare un lieve peggioramento climatico (Milliman & Droxler, 1996; Tsakiridou, 1997) e notevoli oscillazioni delle granulometrie soprattutto relative all'argilla e al silt. Carbonio ed azoto sono nuovamente abbastanza costanti come riscontrato nei livelli basali e tendono ad aumentare lievemente solo nei primi centimetri di carota (25 cm), in cui per altro si registra un incremento anche dell'argilla, della smectite e del carbonato di calcio.

Si entra in quella fase climatica denominata Neoglaciale in cui si sono verificati significativi cambiamenti climatici che hanno portato ad una nuova espansione dei ghiacciai alpini e Nord-Americani (Baroni & Orombelli, 1996; Orombelli & Ravazzi, 1996; Orombelli & Mason, *in press*). Anche le associazioni a



foraminiferi planctonici e bentonici, pur rappresentate prevalentemente da specie tipiche di climi temperati indicano la presenza sporadica di foraminiferi che prediligono acque fredde come *Trifarina angulosa*, *Cassidulina carinata* e *Hyalinea balthica* tra i bentonici e *N. pachyderma*, *G. glutinata* e *G. bulloides* tra i planctonici.

L'analisi statistica mostra nell'intervallo tra i 150 cm e la superficie l'alternarsi dei due fattori, evidente soprattutto per le granulometrie, analizzate in maniera più fitta, e subordinatamente per gli argillosi e per l'analisi fattoriale effettuata anche sull'organogeno. Quest'alternanza dei due fattori potrebbe indicare proprio l'alternanza di periodi più freddi e periodi più caldi nella seconda parte dell'olocene, i primi dati da un aumento della granulometria del sedimento (silt), dell'illite e della clorite, i secondi caratterizzati dall'incremento dell'argilla, della smectite e del carbonato di calcio. In tutte e tre le curve fattoriali si evidenzia inoltre come nei primi 25 cm circa di carota si ripristina il fattore che caratterizza anche la porzione centrale della carota, quello cioè che indica una fase di miglioramento climatico, con l'instaurarsi di condizioni climatiche simili a quelle attuali.

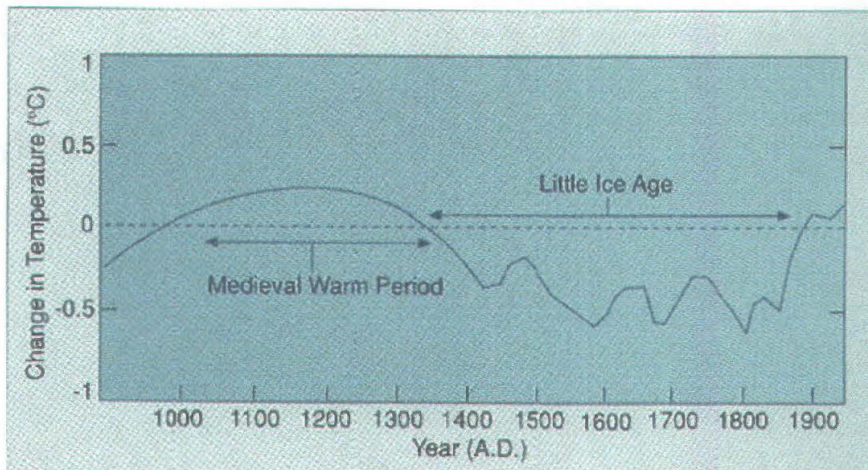


Fig. 8.18.3 - Esempio di variazioni della temperatura dell'aria per gli ultimi 1000 anni, stimate prevalentemente su dati ricavati dall'Europa occidentale e dal Nord America orientale. (da R.S. Bradley & J. A. Eddy sulla base di J.T. Houghton *et al.*, 1991).

Confrontando inoltre le curve di figura 8.17.3 C con i grafici 8.18.3 e 8.18.4 (Bradley & Eddy, 1991) si può osservare un andamento simile e il peggioramento climatico registrato tra i 90 e 30 cm circa potrebbe indicare la fase climatica denominata Piccola età glaciale (*Little Ice Age*) molto ben documentata nelle Alpi italiane, sviluppatasi in un intervallo compreso tra i 1200 e i 2000 anni circa B.P., in cui i ghiacciai che ricoprivano l'Europa e l'America settentrionale ebbero una

nuova notevole espansione con temperature inferiori rispetto l'attuale di quasi 2°C.

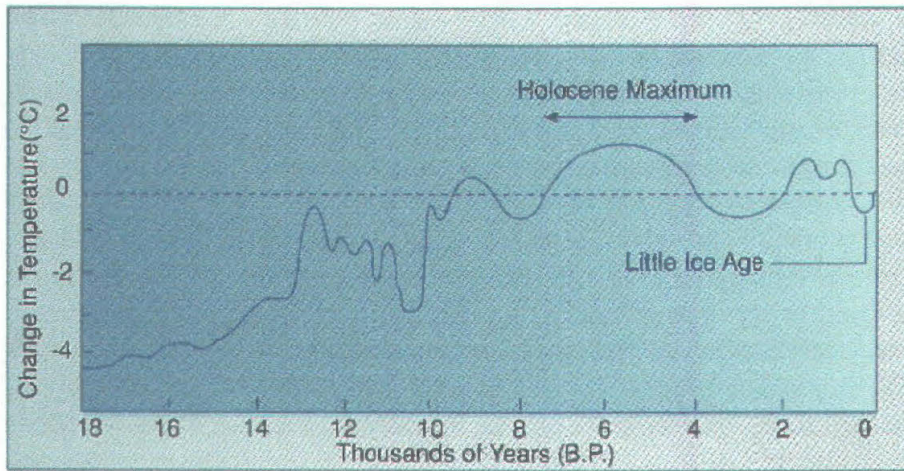


Fig. 8.18.4 - Variazioni delle temperature superficiali per gli ultimi 18000 anni. Da R.S. Bradley & J. A. Eddy sulla base di J.T. Houghton *et al.*, 1991).

## 9 - LO STRETTO DI MAGELLANO

### 9.1 - Lineamenti geografici

Lo Stretto di Magellano, situato all'estremità meridionale del Sud America (52°-54°S), si sviluppa dall'Oceano Atlantico all'Oceano Pacifico su un'estensione di 500 km circa, separando la Pianura subantartica della Patagonia dalla Terra del Fuoco e dall'arcipelago meridionale. Viene suddiviso in due rami principali; il primo si estende in direzione ENE-WSW e si apre sull'Oceano Atlantico, il secondo si sviluppa in direzione NW-SE e comunica con l'Oceano Pacifico (Brambati *et al.*, 1991). I due rami, con un'estensione di circa 250 km, si incontrano ad angolo retto nella parte più meridionale dove si apre il Canale Magdalena (Fig. 9.1.1).

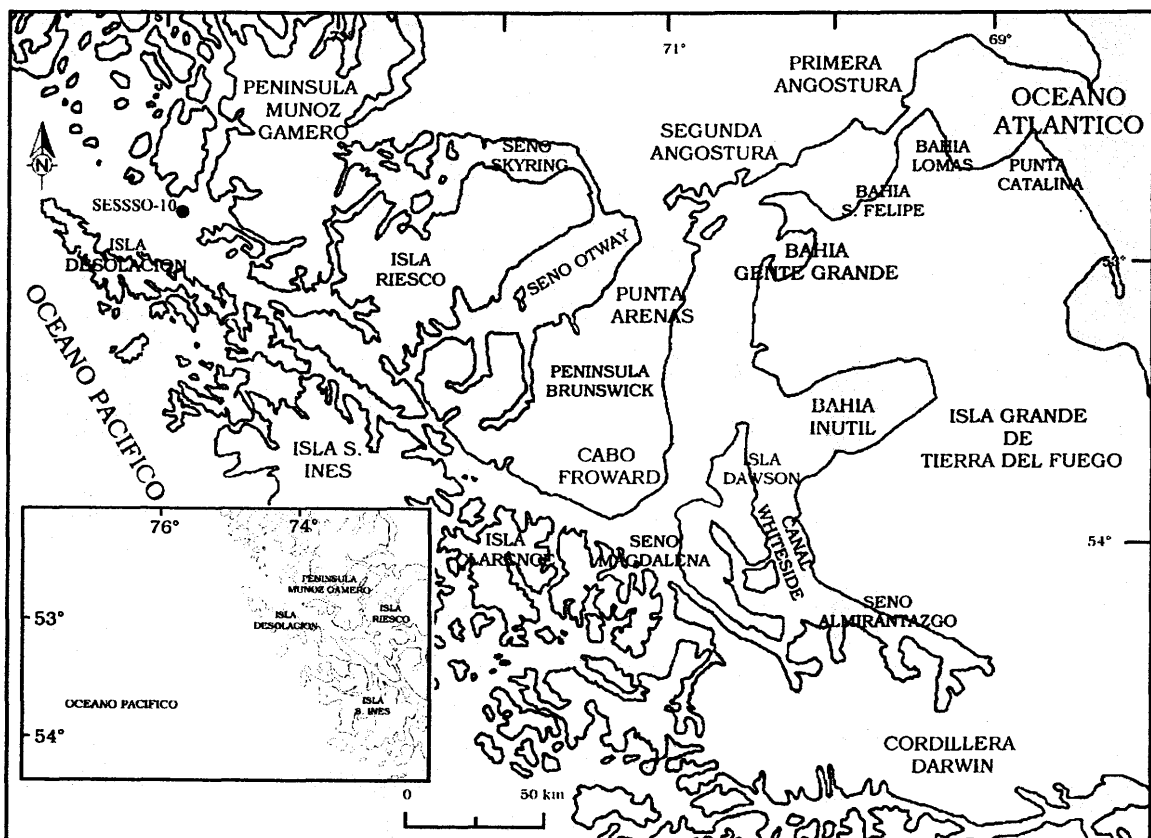


Fig. 9.1.1 -Stretto di Magellano e ubicazione della carota SESSO 10 (da Brambati *et al.*, 1991, modificata).

Più in particolare il ramo Atlantico si sviluppa a partire dall'imboccatura oceanica in direzione ENE-WSW per circa 120 km; quindi, per i restanti 10 km devia in direzione sud fino a raggiungere l'imbocco settentrionale del Canale Magdalena. Esso è caratterizzato da due strettoie (*Prima e Segunda Angostura*)

che lo suddividono in tre bacini. I primi due bacini che si incontrano a partire da est sono caratterizzati da acque basse (40-50 m), da un'elevata energia di fondo (escursione di marea > 9 m e velocità di corrente presso le strettoie pari a 5 m/s) e dal trasporto di ghiaie e sabbie. Il terzo bacino, Bacino di Punta Arenas, presenta profondità maggiori 300-400 metri, livelli energetici più bassi e sedimenti granulometricamente più fini.

Il ramo Pacifico che, si estende in direzione NW-SE a partire da capo Froward e si sviluppa tra la Cordillera Andina a nord e l'arcipelago Cileno a sud differisce notevolmente dal ramo Atlantico. Ha una lunghezza complessiva di circa 250 km, un'ampiezza che varia dai 2 ai 15 km e raggiunge la profondità massima di circa 1000 metri nella parte a nord-ovest dell'Isola Carlo III.

L'Isola Carlo III, che sorge in prossimità della Penisola Cordova, è l'elemento morfologico strutturale che, tramite una soglia di profondità compresa tra i 100-200 metri, separa il settore Pacifico in due bacini: il Bacino sud-orientale e quello nord-occidentale.

Il primo è stretto ed allungato e si sviluppa tra la Penisola Cordova e l'Isola Santa Ines con una profondità compresa tra 800-1000 metri (Panella *et al.*, 1991).

Attraverso una soglia posta in prossimità dell'Isola Desolacion (prof. 300-400 m) si passa al secondo bacino (Bacino di Desolation) in cui le profondità tendono a diminuire passando dai 500 metri ai 50-60 metri in corrispondenza dell'entrata pacifica posta nelle vicinanze di Cabo Deseado (Brambati *et al.*, 1991).

## 9.2 - Origine ed evoluzione

Il Bacino di Magellano si è originato dalla frammentazione dell'antico continente di Gondwana nel Permiano. Circa 200 milioni di anni fa, il Gondwana comprendeva infatti Africa, Antartide, Australia, India, Madagascar e Sud-America.

Il basamento del Bacino è caratterizzato da rocce Paleozoiche e forse anche più antiche che sono state alterate e metamorfosate in differenti periodi (Dott *et al.*, 1982; Forsyther, 1982; Wilslow, 1982; Biddle *et al.*, 1986; Ramos, 1989).

Nel Triassico superiore (~ 200 milioni di anni fa) il Gondwana comincia a fratturarsi provocando un'intensa attività vulcanica silicea con tracce evidenti nei batoliti intrusi nelle rocce sedimentarie che si rinvengono nell'attuale catena andina orientale (Uliana *et al.*, 1986; Brhun *et al.*, 1978; Gust *et al.*, 1985).

I primi depositi marini ("*Sistema de Tepuel - Argentina*"), legati alla trasgressione che si originò verso il settore Pacifico, sono legati al periodo

Permiano-Carbonifero. Questi depositi possono essere correlati con le serie sedimentarie ("*Nueva Lubecka*") rinvenute nella parte centrale della Patagonia.

Le condizioni marine perdurarono fino al Lias superiore e scomparvero nel Giurassico superiore quando cominciò la formazione della geosinclinale di Magellano. Questo periodo fu caratterizzato da un'intensa attività vulcanica che originò la serie di ignimbriti, breccie e tufi della Serie Torbifera al di sopra del Basamento Paleozoico.

Nel Giurassico superiore, dopo la formazione dell'Oceano Indiano, il Gondwana era costituito solo dall'Africa, Sud-America e Antartide. Inoltre nello stesso periodo comincia la subduzione della Zolla di Nazca sotto quella Sudamericana, con la formazione di un arco insulare al largo della costa pacifica, separato dal continente da un bacino marginale di retroarco ("*Bacino di Rocas Verdes*"). Nel tardo Giurassico si verificò la separazione dell'Antartide orientale dall'Africa, lungo la nuova dorsale Indiana Sud-Occidentale.

Sempre in tale periodo è da segnalare la formazione di un bacino allungato (con una successiva trasgressione e una sedimentazione notevole) con un prisma sedimentario che si estendeva dal Lago "*Nahuel-Huapi*" nel nord all'"*Isola de los Estados*" nel sud, circondata ad ovest dall'Arcipelago Patagonico e ad est dall'attuale Costa Atlantica.

Circa 130 Ma si ha l'apertura dell'oceano Atlantico che spinse la Zolla Sudamericana verso ovest. Questo particolare movimento coincise con la chiusura del Bacino di *Rocas Verdes*, la formazione dell'orogenesi Andina (Dalziel, 1985) e lo sviluppo di un bacino di avampaese verso est, il Bacino Magellano (Winslow, 1982; Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1983).

La porzione occidentale del Bacino era caratterizzata da una grande mobilità, mentre quella orientale era decisamente più stabile rappresentando l'area di transizione tra lo Scudo Patagonico e la geosinclinale.

A partire dal Cretacico superiore ad oggi la parte più meridionale del Sud-America è interessata da un sistema di faglie trascorrenti legate anche ad un sistema di sforzi di taglio sinistrorsi che si è sviluppato tra Sud-America e Penisola Antartica (Cunningham, 1993). A partire dal Cretacico medio-inferiore infatti, Sud-America e Antartide svilupparono una divergenza obliqua con una componente di separazione laterale sinistrorsa che ha portato ad un rapido movimento verso ovest del Sud-America rispetto l'Antartide. Questa combinazione di movimenti ha instaurato un regime transpressivo che, migrando sempre più verso nord, ha sviluppato un sistema di faglie trascorrenti.

Sempre nello stesso periodo (Cretacico medio) si instaurò uno spostamento della parte orientale del Bacino, interessata da intrusioni basiche (Ofioliti) che perdurarono fino al Cretacico superiore. I processi orogenetici più intensi sviluppatisi nel settore orientale portarono ad una forte piegatura dell'attuale

Cordigliera; fenomeni questi che, assieme alle intrusioni dioritiche Andine, spostarono l'asse del Bacino di Magellano verso est e nord-est.

Il ciclo sedimentario Cretacico si conclude con il riempimento dell'avanpaese magellanico con molassa che a sua volta ricopre una spessa serie flyschioide del basso e medio Cretacico.

Il terziario è segnato dall'instaurarsi di un nuovo ciclo sedimentario molto spesso (5000 metri) di argilliti marine e arenarie che comincia durante il Paleocene e finisce nel Miocene.

Quindi durante il Miocene superiore e il Pliocene si instaura una fase sedimentaria di conglomerati, arenarie e tufi.

Con il Quaternario cominciano le grandi glaciazioni e pertanto l'intera area dello Stretto di Magellano si copre di ghiaccio che ovviamente ne modifica la topografia.

### 9.3 - Assetto strutturale

Lo Stretto di Magellano da un punto di vista strutturale è originato sia da un tettonismo regionale sia dal modellamento glaciale verificatosi nel quaternario. Il ramo Pacifico si accorda perfettamente con i lineamenti strutturali della regione mentre il settore Atlantico li attraversa quasi ortogonalmente, mostrando in modo più evidente l'influenza dell'espansione glaciale.

Durante il Pleistocene, il movimento dei ghiacciai avveniva verso l'Atlantico, attraverso il "*Canale Beagle*", la "*Baia Inutil*" e il "*Settore orientale dello Stretto*", mentre nel settore Pacifico arrivava fino al "*Braccio Pacifico dello Stretto*" e al "*Seno Magdalena-Cockbrun*" (Raedeke, 1978).

Per quanto riguarda più propriamente il settore Pacifico, questo presenta un assetto principale con andamento NW-SE, ubicato tra l'*Isla Desolacion* e l'*Isla Manuel Rodriguez* e alcuni secondari con andamento NE-SW; da un punto di vista strutturale questa depressione è definibile come un graben asimmetrico o semigraben. Lungo il bordo Sud-occidentale e più depresso del Bacino, adiacente all'*Isla Desolacion*, è visibile una grossa faglia subverticale di forte rigetto interpretabile come la faglia di Magellano (Bartole *et al.*, 1998).

La faglia ha una direzione prevalente ONO-ESE e sembra dotata di movimento sinistrorso di lunghezza superiore ai 600Km e con movimento calcolato di 7mm all'anno (Pettenello, 1995). Nei primi 80Km della costa pacifica è possibile individuare le evidenze di tali movimenti che, sono essenzialmente di carattere geomorfologico, come frane, scarpate, antichi rami di meandro ecc.

Anche il Bacino di Desolation, posto all'imboccatura pacifica tra i 52°S e i 53°S di latitudine, è legato alla presenza di tale faglia. Esso presenta una morfologia allungata in direzione NW-SE e funge da collegamento tra il margine

continentale e le aree più interne dello Stretto di Magellano. Come detto la sua genesi potrebbe essere imputabile alla presenza della faglia di Magellano che, con un movimento trascorrente, lo avrebbe originato.

La profondità tende ad aumentare passando dalla soglia del Pacifico verso l'interno, passando da profondità di 60 metri a profondità superiori ai 500 metri a NE di *Punta Felix*.

Le scarpate presenti all'interno del Bacino si presentano molto più ripide sul fianco sud-occidentale rispetto al fianco nord-orientale, confermando la sua notevole asimmetria rispetto al suo asse di allungamento.

Il Bacino presenta un'evoluzione tettonica di tipo distensivo con faglie a gradinata con direzione prevalente EO.

Inoltre il bacino è caratterizzato dalla presenza di alcune valli sommerse, con caratteristico profilo ad U, ortogonali rispetto all'asse longitudinale del bacino. In particolare lungo la confluenza da nord di *P.ta Woolcott*, del *Seno Valencia* e del *Canale Smyth* e fino alla confluenza sud del *M.te Hart-Dyke* nell'*Isola Desolacion*, esse appaiono sospese relativamente all'asse longitudinale del bacino.

In quest'area, durante il Quaternario, si è verificata un'intensa erosione da parte dei ghiacciai andini che hanno fortemente modellato e approfondito la principale depressione di Magellano. Una prova di ciò è data dalle numerose valli sospese con forma ad U, ortogonali all'asse principale della depressione e localizzate nelle aree vicine emerse. Queste presentano delle confluenze nella depressione principale, collegata con un sistema articolato di lingue glaciali, con un differente livello di base rispetto all'attuale. Rotture a gradini del basamento interessano il margine nord-orientale della depressione provocando una serie di piccoli bacini sospesi principalmente allungati verso NW.

#### 9.4 - Lineamenti climatici

Il clima della porzione più meridionale del Sud-America è notevolmente influenzato dalla vicinanza del continente Antartico (Taljaard, 1972; Hamon & Godfrey, 1978). Ciò è dovuto sia alla sua posizione sud-occidentale (Heusser, 1983), sia al trasposto verso l'equatore di masse d'acqua fredde lungo la costa Cilena, per mezzo della Corrente di Humboldt (Pickard & Emery, 1990). Generalmente si è osservato un miglioramento delle condizioni meteorologiche lungo il tratto Atlantico dello Stretto rispetto a quello Pacifico, passando da un clima più continentale, ad uno più oceanico, temperato-freddo ed umido (Heusser, 1989).

Si registrano infatti temperature medie annue di 7°C con precipitazioni medie di 300 mm nel settore Atlantico (Fischer, 1977; Romero, 1985), in cui la stagione con il minimo di precipitazione è compresa tra settembre e dicembre,

mentre le precipitazioni massime si verificano tra gennaio e agosto; le temperature del settore Pacifico sono decisamente più basse e le precipitazioni più abbondanti, anche superiori a 5000 mm.

Il settore meridionale del Sud-America è conosciuto anche per i suoi incessanti venti, "Quaranta ruggenti" e "Cinquanta urlanti" (Heusser, 1983; Miller, 1976). L'area è soggetta a frequenti tempeste cicloniche associate con venti particolarmente forti (27m/s, ~ 100Km/h) che soffiano prevalentemente dal quadrante occidentale soprattutto in inverno e primavera quando le masse d'aria antartica muovono verso nord (Zamora & Santana, 1981; Medeiros & Kjerfve, 1988).

A sud del 45° parallelo inoltre la scarsa elevazione delle Ande consente ai venti occidentali carichi di umidità di raggiungere il versante orientale.

## 9.5 - Le Glaciazioni

L'attuale distribuzione dei ghiacciai nelle Ande Meridionali è descritta da diversi autori come Feruglio (1957), Rabassa (1983) e Clapperton (1983).

L'area a sud del 46° parallelo ha un clima tipicamente marittimo; è attraversata da venti occidentali molto forti, persistenti e umidi e, sebbene l'altezza media delle montagne sia di solo 2000 metri, le condizioni climatiche generali portano alla formazione dei due ghiacciai più grandi nell'emisfero meridionale escludendo l'Antartide, lo "*Hielo Patagonico Norte*" e lo "*Hielo Patagonico Sur*".

Inoltre l'area è interessata da numerosi ghiacciai più piccoli e da diverse valli e circhi glaciali. In questa zona le abbondanti precipitazioni, che raggiungono i 7000 mm, incrementano l'ampiezza del campo di ghiaccio, che raggiunge spessori anche di 1000 metri (Casassa, 1987). Diversi ghiacciai terminali nel settore occidentale raggiungono il Pacifico, mentre altri nel settore orientale raggiungono ampi laghi, attraverso profonde valli glaciali, come la "*Glaciar Upsala*" o il "*Perito Moreno*" nel Lago Argentino.

Nella Terra del fuoco un ampio ghiacciaio è posizionato sulla Cordillera Darwin, con diversi ghiacciai terminali che arrivano allo Stretto di Magellano e al Canale Beagle. Ghiacciai di circo e ghiacciai minori sono presenti anche sulle *Isole Clarence e Santa Inés*, a NW della Cordigliera Darwin, con quote superiori ai 1000-1200 metri.

### 9.5.1 - Le glaciazioni nel quaternario

Nel Pleistocene inferiore si è verificata la massima glaciazione nelle Ande della Patagonia, infatti l'"*Ice cap*" a sud del Rio Gallego (51°S) raggiungeva il bordo della piattaforma continentale sia sull'Oceano Pacifico che Atlantico. Nello



Stretto di Magellano i depositi morenici di questa glaciazione sono stati rinvenuti tra i basalti datati 1.24-1.17Ma e 0.17Ma.

Il Pleistocene medio e superiore sono caratterizzati dal susseguirsi di numerosi eventi glaciali meno marcati rispetto al evento verificatosi nel Pleistocene inferiore. Numerose sono le sequenze moreniche legate a questi eventi glaciali come le "5 zone moreniche" rinvenute nella regione del Lago Buenos Aires di cui la terza è datata 0.78Ma (Morner & Sylwan, 1989) ed è nota anche come pre-penultima glaciazione (Clapperton, 1993; Mercer, 1976). Eventi di questa glaciazione sono stati rinvenuti anche nella regione dell'Aconcagua (33°S) in Cile e in una morena lasciata a Punta Dungeness nello Stretto di Magellano con un età variabile tra 1.2 e 0.74Ma (Porter *et al.*, 1992).

Per quanto concerne la penultima glaciazione diversi sono i depositi morenici che registrano tale evento in America meridionale. Nella regione dell' Aconcagua nella Valle del Rio Mendoza sono stati rinvenuti dei depositi morenici al di sopra di un tefra datato tra 250-300Ka (Clapperton, 1993). Più a sud, nel distretto lacustre Cileno si rinvengono altri depositi morenici datati 125Ka, 40Km ad ovest della morena del *Llanquihue Drift* (Rabassa & Clapperton, 1990), e sempre relativa alla penultima glaciazione sono i depositi morenici rinvenuti nella Primera Angostura datati 140Ka B.P.. Questa glaciazione è seguita da un intervallo caratterizzato da condizioni climatiche più miti (125-100Ka B.P.) conosciuto come Ultimo Interglaciale, la cui presenza la si nota da varie testimonianze di trasgressioni marine nella Terra del Fuoco (Rabassa & Clapperton, 1990).

Durante l'Ultima glaciazione, verificatasi nel tardo Pleistocene, si è sviluppata una larga calotta glaciale, che si allungava per migliaia di chilometri in direzione N-S, da Distretto Lacustre Cileno (40°S) fino alla Terra del Fuoco, come testimoniato dai grandi bacini erosi dai ghiacciai, oggi occupati da laghi.

Le sequenze meglio datate attualmente sono quelle rinvenute nel Distretto Lacustre Cileno; in particolare attorno ai bacini lacustri sono stati distinti vari depositi glaciali indicati con il nome *Llanquihue Drift*, perché meglio studiati attorno al Lago Llanquihue (Mercer, 1976).

In particolare nell'Ultima glaciazione sono stati individuati tre eventi:

Llanquihue I - 100-60Ka B.P.;

Llanquihue II - 30-18Ka B.P.;

Llanquihue III - 18-12Ka B.P..

Gli eventi *Llanquihue I* e *II* sono separati da un interstadio che va da 60 a 30Ka B.P. circa (Clapperton, 1993) più mite ed umido, mentre il periodo freddo che va da 30 a 14Ka B.P. e che ha il suo apice circa 18Ka B.P. è denominato comunemente Ultimo Massimo Glaciale (Rabassa & Clapperton, 1990).

L'evento glaciale *Llanquihue I* è stato riconosciuto presso il Lago Fagnano nella Terra del Fuoco con depositi morenici poggiati direttamente sopra quelli della Penultima glaciazione (Rabassa *et al.*, 1992) e nello Stretto di Magellano, a

nord di Punta Arenas, dove sono stati trovati frammenti di molluschi, contenuti in un *basal till*, datati 42Ka e fatti risalire a questa fase dell'Ultima Glaciazione (Clapperton *et al.*, 1995). Anche il secondo evento freddo del *Llanquihue II* è stato riconosciuto nello Stretto di Magellano in depositi di *basal till* ricchi di gusci di molluschi, datati 27690 e 29500 anni, a conferma del fatto che la fase *Llanquihue II* è seguita da un interstadio caldo coinciso con una trasgressione marina (Clapperton *et al.*, 1995). In particolare, per il Lobo di Magellano il culmine di questa fase fredda è avvenuto tra 29500 e 23500 anni fa ed è seguito da una fase stazionaria; per i ghiacciai situati sulle *Isole Desolacion* e *Santa Inés*, legati ai Lobi glaciali che occupavano i *Seni Otway* e *Skyring*, Clapperton (1992) indica un intervallo stazionario compreso tra 24000 e 18000 anni fa, specie relativamente ai ghiacciai sul lato Pacifico.

Il terzo evento freddo *Llanquihue III* sembra avere il suo culmine nella Patagonia andina tra i 14 e 12.2Ka B.P. (Rabassa & Clapperton, 1990), anche se attualmente si ritiene che tale periodo sia caratterizzato da due intervalli, uno verificatosi prima di 14.6Ka B.P. e il secondo compreso tra i 14.6 e 11.8 Ka B.P., coevo allo stadio denominato *Older Dryas* del Tardo Glaciale in Europa (Rabassa *et al.*, 1992; Clapperton, 1993).

Durante questo evento freddo lo Stretto di Magellano era occupato da un lobo glaciale, noto come Lobo di Magellano che scendendo dalla Cordigliera Darwin, arrivava fino alla Segunda Angostura. Da alcune datazioni effettuate nei pressi della penisola Brunswick (porzione centrale dello Stretto) si hanno indicazioni di una de-glaciazione precoce dello Stretto, avvenuta circa 16590-15800 anni fa, che ha portato al ritiro del Lobo di Magellano. A questa fase, circa 15000-14000 anni fa, si è verificata un'altra fase di avanzata del Lobo seguita circa attorno ai 14000-12500 anni, da ulteriore ritiro (Clapperton *et al.*, 1995).

Diversi autori (Heusser, 1989; Rabassa *et al.*, 1992; Clapperton, 1993) individuano un peggioramento climatico attorno alla Terra del Fuoco successivo a questi tre intervalli freddi, tra 11780 e 10800 anni fa, anche se non ci sono evidenze di riavanzate glaciali. Un aiuto nell'individuare questo intervallo freddo Tardo Glaciale proviene dall'interpretazione dei dati sui pollini presso i bacini di circo dell'area di Ushuaia, nella Terra del Fuoco, che indicano un raffreddamento tra 13000-10080 anni fa (Clapperton *et al.*, 1995) con temperature medie estive di 3°C inferiori alle attuali e con abbondanti precipitazioni (350mm/anno).

## 9.6 - Olocene

Dopo queste fasi glaciali si apre un periodo caratterizzato da un generale miglioramento climatico. In particolare l'Olocene inferiore è caratterizzato da una fase di "optimum" climatico, datato 8600-6500 anni fa, con temperature

medie superiori alle attuali di 2-3°C (Heusser, 1989). Molti studi indicano che questa fase calda si sia verificata prima, tra i 9400 e 8600 anni fa (Rabassa & Clapperton, 1990). Rabassa *et al.* (1992), individuano nella Terra del Fuoco una fase di rapido ritiro dei ghiacci tra 8500 e 5000 anni fa, denominata Vinciguerra I, e sempre in quest'area ci sono indicazioni di un sollevamento del livello marino di 3.5 metri tra i 6000 e 5000 anni fa. In seguito il livello marino si è abbassato nuovamente causa il sollevamento dell'ordine di 1.5-2mm/anno, legato al "rimbalzo glacio-isostatico" e per cause tettoniche-strutturali regionali (Porter *et al.*, 1992).

Mercer (1976) ha individuato negli ultimi 5000 anni fasi di peggioramento climatico con nuove avanzate delle calotte glaciali sul versante orientale delle Ande della Patagonia. Inoltre tra il XVII e XIX secolo si è verificato un ulteriore episodio freddo denominato Piccola Età Glaciale (Rabassa *et al.*, 1992).

## 9.7 - Sedimentologia

La distribuzione dei sedimenti riflette generalmente le caratteristiche morfologiche e idrodinamiche dei fondali, con i sedimenti più grossolani (ghiaie e sabbie) presenti alle basse profondità e i più fini (peliti) alle profondità maggiori.

Quattro sono le provincie sedimentologiche individuate all'interno dello Stretto, in particolare si individuano quella Atlantica (A), quella Andina (B), quella Subpacifica (C) e quella Pacifica (D).

Dall'ingresso Atlantico fino alla porzione più settentrionale del bacino di Punta Arenas, in prossimità dell'Isola Carlo III e nel Paso Baqueron si rinvencono sedimenti prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi, mentre le peliti prevalgono nella parte centrale e meridionale del bacino di Punta Arenas e si estendono verso il Seno Magdalena, nella Bahía Inutil e presumibilmente nel Canale Whiteside-Seno Almirantazgo (Brambati *et al.*, 1991).

I sedimenti ghiaiosi rinvenuti presso l'Isola Carlo III indicano presumibilmente l'esistenza di antichi depositi glaciali (morene, depositi fluvio-glaciali), mentre la presenza di tali depositi nella parte settentrionale di Punta Arenas potrebbe essere spiegata con l'azione in tale area di correnti trattive formatesi per la diminuzione dei valori di marea dall'imboccatura atlantica verso la porzione centrale dello Stretto. I sedimenti ghiaiosi e sabbiosi riscontrati nel Paso Baqueron, nella Bahía Inutil e in alcune zone del ramo pacifico potrebbero rappresentare antichi sedimenti relitti morenici. La componente sabbiosa è preponderante in particolar modo nella porzione centro-orientale del primo bacino che si incontra a partire da est; quella ghiaiosa nelle porzioni profonde del primo bacino oltre la *Primera Angostura*, nei due restringimenti, nel secondo bacino e nella parte settentrionale del terzo.

Per quanto concerne i sedimenti pelitici si pensa che la loro origine sia legata ad alcuni processi di trasporto, determinati da correnti a getto e diffusione che, progredendo all'interno dello Stretto in direzione sud, si indeboliscono depositando sedimenti via via più fini (Brambati *et al.*, 1991).

Due sono le province che si incontrano verso il lato pacifico. La provincia subpacificca, che corrisponde al bacino più profondo dello Stretto di Magellano (1000 metri) tra l'*Isola Carlos* e il *Paso del Mar*, è caratterizzata da una sedimentazione fine di materiali di natura terrigena e carbonatica e rappresenta la zona di transito tra l'area Andina e quella Pacifica. La provincia Pacifica è quella a diretto contatto con l'Oceano Pacifico. E' un'area in cui prevale la sedimentazione carbonatica biogenica (briozoi, lamellibranchi, foraminiferi bentonici e planctonici) con bassi apporti terrigeni e di conseguenza basse concentrazioni di materiale particellato che inibirebbe la produttività biogenica. Si tratta di sedimenti sabbiosi con percentuali di carbonati estremamente elevata (30-90%).

## 9.8 - Idrologia

Le caratteristiche oceanografiche delle coste cilene meridionali sono influenzate dalla posizione del Fronte Polare Antartico (*Polar Front, PF*), che varia stagionalmente, ma in media è situato attorno a 60°S. Il fronte polare delinea le masse d'acqua antartiche da quelle subantartiche ed è considerato il limite (o confine) verso nord della Corrente Circumpolare Antartica (*Circumpolar Deep Water, CDW*).

Come le acque antartiche anche quelle oceaniche al largo delle coste meridionali del Cile si suddividono in base alla temperatura e salinità. In superficie si rinviene l'Acqua Superficiale Antartica (*Antartic Surface Water, ASW*), che risulta fortemente influenzata dalle variazioni stagionali di temperatura e dagli apporti di acqua dolce: la salinità varia tra 34.7‰ e 34.3‰ mentre la temperatura tra 4°C e 8°C, con i massimi di 10°C registrati all'imboccatura Pacifica dello Stretto di Magellano.

Inferiormente si rinviene l'Acqua Circumpolare Antartica che si trova a profondità maggiori dei 250 metri con un minimo termico tra i 500 e 1200 metri (Gordon & Molinelli, 1982).

Quindi un'altra acqua è l'Acqua Antartica Intermedia (*Antartic Intermediate Water, AIW*) caratterizzata da basse salinità (34.3‰) e temperature < 6.2°C.

A profondità inferiori ai 4000 metri si rinviene l'Acqua Antartica di fondo (*Antartic Bottom Water, AABW*), costituita da corpi d'acqua ad elevata densità di origine antartica con movimento lento verso NE.

E' opportuno ricordare inoltre la Corrente Circumpolare Antartica (*Antartic Circumpolar Current, AACC*) o Corrente Occidentale che si muove con un velocità superiore pari a 25-30 cm/s da ovest verso est, aumentando notevolmente il suo flusso in corrispondenza del Passaggio di Drake (Gordon & Molinelli, 1982), e che è legata alla presenza costante in tale area di venti occidentali.

Questa corrente, in corrispondenza della punta meridionale del Sud-America, viene deviata ed un ramo della corrente viene spinto verso nord, parallelamente alle coste pacifiche, originando la corrente di Humboldt o del Perù Cile mentre un ramo devia verso sud originando la corrente di Capo Horn.

Per quanto concerne la parte interna dello Stretto di Magellano questa è caratterizzata da un forte regime di marea che raggiunge escursioni di 9-10 metri verso il suo ramo Atlantico (Mederiros & Kjerfve, 1988). Attraverso i restringimenti delle Prima e Seconda Angostura si verifica una diminuzione graduale dell'escursione di marea che, man mano che ci si sposta verso il settore centrale e occidentale dello Stretto, diminuisce notevolmente con valore medi massimi pari a 1.2 e 1.8 m rispettivamente.

Notevoli sono anche le correnti marine che, sempre in corrispondenza della Prima e Seconda Angostura, raggiungono valori pari a 4.5 e 3 m/s rispettivamente (Brambati *et al.*, 1991).

Il settore Pacifico ha invece delle caratteristiche idrologiche differenti, legate essenzialmente allo scontro, presso l'Isola Carlo III, tra le acque fredde e dolci, provenienti dai fiordi e canali dell'arcipelago Cileno e le acque più calde e salate sub-antartiche, provenienti dall'Oceano Pacifico. Gli apporti glacio-fluviali, che fluiscono nello Stretto attraverso la rete di canali e di fiordi sono dovute ad acque di deglaciazione, visto la presenza di due importanti ghiacciai, quello dell'Isola di Santa Ines a sud e quello della Penisola Munoz Gameroi a nord, e alle acque piovane, viste le frequenti ed abbondanti precipitazioni in quest'area.

## 10 - RISULTATI CAROTA SESSO10

La carota SESSO95 10 è stata campionata durante la campagna oceanografica della nave "R/V OGS Explora" nel ramo pacifico dello Stretto di Magellano (29 aprile - 18 maggio 1995) nell'ambito del sottoprogetto n°11 "Sismostratigrafia e Sedimentologia del margine cileno meridionale" (programma SESSO) del Programma Nazionale delle Ricerche in Antartide (P.N.R.A.).

La carota è stata prelevata ad una profondità di 511 metri e sono stati recuperati 510 cm suddivisi in 5 spezzoni (1sp.-120 cm; 2sp.-120 cm; 3sp.-120 cm; 4sp.-120 cm; 5sp.-30 cm).

### 10.1 - Analisi radiografiche e descrizione macroscopica

Inizialmente i cinque spezzoni sono stati sottoposti ad analisi ai raggi X e successivamente la carota è stata aperta, descritta e campionata (Fig. 10.1.1).

Di seguito si riporta schematicamente la descrizione radiografica e macroscopica della carota. In particolare sono state fatte osservazioni su: granulometria, variazioni cromatiche, strutture sedimentarie visibili e presenza di resti organogeni. Per quanto riguarda i colori si è fatto riferimento alle tavole di Munsell (soil color chart).

**5 spezzone (0-30 cm):** Dall'indagine ai raggi X lo spezzone si presenta omogeneo, privo di strutture, costituito da un sedimento denso ed idrato. Presenti abbondanti frammenti di bivalvi. Queste caratteristiche sono state messe ulteriormente in evidenza all'apertura della carota. Infatti si è potuto osservare un sedimento omogeneo, idrato, ricco di organismi, costituito da una pelite siltosa. Colore: 5y 4/3 - Olive.

**4 spezzone (30-150 cm):** L'indagine ai raggi X evidenzia una omogeneità nello spezzone analizzato, che presenta diversi livelli (40, 57 e 70 cm) ricchi in organismi. Si riconosce a 90 cm un bivalve particolarmente grande (4 cm). Anche l'apertura della carota ha evidenziato un sedimento omogeneo, prevalentemente siltoso, estremamente ricco di organismi, in particolare molluschi. Colore: 5y 4/3 - Olive.

**3 spezzone (150-269 cm):** Le radiografie mostrano un sedimento uniforme, omogeneo e denso. Presenti organismi millimetrici, gasteropodi, lamellibranchi attorno al livello 200-210 cm. Anche in questo caso in fase di apertura è confermata l'omogeneità riscontrata dalle radiografie. Si tratta sempre di un sedimento siltoso estremamente ricco di organismi. Le parti terminali dello spezzone (gli ultimi 70 cm

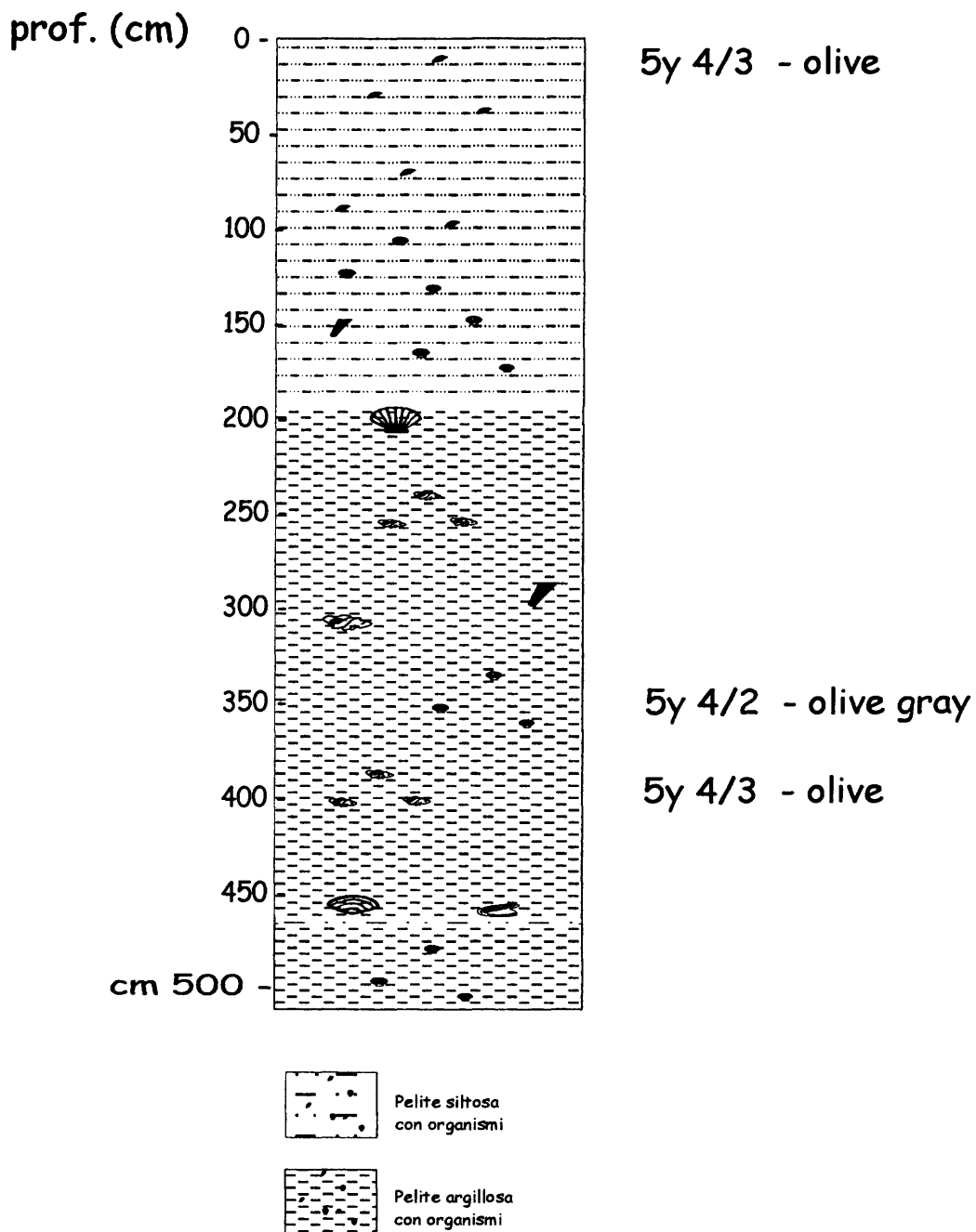


Fig. 10.1.1 - Log preliminare delle caratteristiche sedimentologiche della carota SESSSO10. Per i colori è stata usata la tavola dei colori di Munsell.

circa) si presentano più compatte ed il sedimento è più argilloso. Colore: 5y 4/3 - Olive.

**2 spezzone** (269-388.5 cm): Le radiografie evidenziano un sedimento omogeneo, uniforme e denso nei primi 70 cm circa con presenza di molluschi dai 300 ai 330cm. Come per gli spezzoni precedenti anche in questo caso all'apertura il sedimento di questo spezzone è risultato omogeneo. Si tratta di un sedimento prevalentemente siltoso ricco di organismi millimetrici. Fino a 310cm il colore è 5y 4/3 - Olive; dai 310 fino alla base dello spezzone il colore è 5y 4/2 - Olive gray.

**1 spezzone** (388.5-510 cm): Le radiografie evidenziano lungo tutto lo spezzone la presenza di strutture che risultano essere concave verso il basso dai 510 ai 460 cm mentre diventano convesse fino a ridursi notevolmente procedendo verso la sommità dello spezzone forse legate alla fase di apertura della carota. A 463, 469 e 500 cm presenti organismi millimetrici (forse brachiopodi). L'apertura della carota non ha evidenziato le strutture evidenziate dalla radiografia. Il sedimento è omogeneo, compatto, caratterizzato da una pelite argillosa estremamente ricca di organismi. Tra e 462 e i 464cm è presente un livello bioturbato, più grossolano rispetto al sedimento circostante di colore 5y 4/1 - dark gray. Colore: 5y 4/3 - Olive

## 10.2 - Descrizione microscopica speditiva della frazione sabbiosa

Al momento dell'apertura della carota sono state effettuate, circa ogni 20 cm, analisi speditive della frazione sabbiosa prendendo una piccola quantità di materiale, setacciato a 62.5  $\mu\text{m}$  e osservato tramite un microscopio ottico a luce riflessa.

Di seguito viene riportata schematicamente la descrizione di ogni singolo lavato, dal più superficiale al più profondo:

**0-2 cm** (spezzone 1/5) - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a favore della frazione organica che risulta estremamente ricca in foraminiferi. Fra i foraminiferi bentonici sono presenti specie quali, *Nonionella turgida*, *Lagena* spp. e *Uvigerina* spp.. I foraminiferi planctonici, presenti con percentuali decisamente inferiori rispetto ai bentonici, sono rappresentati in particolare dalla specie *Globigerina bulloides*. Abbondante è pure la presenza di Lamellibranchi, Gasteropodi, ed Ostracodi. Inoltre, tra i silicei, si osservano abbondanti resti di Radioli di echinide, Diatomee e Spicole di spugna, mentre risultano scarsi i Radiolari. La frazione inorganica è costituito da un sedimento ben classato, carbonatico a grana molto fine, con pochi frammenti di quarzo.

**20-21 cm** (spezzone 1/5) - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a favore della frazione organica che risulta essere estremamente ricca soprattutto in foraminiferi porcellanacei. Fra i foraminiferi bentonici sono presenti specie appartenenti ai generi, *Nonionella turgida*, *Lagena* spp., *Uvigerina* spp. mentre i planctonici sembrano diminuire, e sono presenti sempre con *G. bulloides*. Abbondante pure la presenza di Lamellibranchi, Gasteropodi, ed Ostracodi. Rari sono i Briozoi, i



Radiolari e le Diatomee mentre sono abbondanti le Spicole di spugna. La frazione inorganica è costituita da un sedimento carbonatico, ben classato e molto spigoloso con rari frammenti di quarzo.

**29-30 cm** (spezzone 1/5) - Il campione presenta la netta prevalenza della componente organica su quella inorganica. I foraminiferi sono sempre abbondanti e c'è sempre la prevalenza dei bentonici (vedi livelli precedenti) sui planctonici. Abbondanti i Lamellibranchi e gli ostracodi, ben conservati. Numerose sono le Spicole di spugna mentre rari sono i Radiolari, i Briozoi e i Radioli di echinide. La componente inorganica decisamente scarsa è costituito da un sedimento a grana fine, carbonatico, sempre ben classato.

**40-41 cm** (spezzone 1/4) - La frazione organica costituisce la quasi totalità della componente sabbiosa ed è caratterizzata da abbondante presenza di foraminiferi. Si osserva la prevalenza della componente bentonica su quella planctonica. In entrambe i casi comunque le specie sono sempre le stesse osservate nei livelli precedenti, con una netta prevalenza nei bentonici. Abbondanti sono pure gli Ostracodi e i Lamellibranchi, mentre rari sono i Briozoi, i Radiolari, le Spicole di spugna e i Radioli di echinide. Nella frazione inorganica la componente quarzosa è sempre scarsa e il sedimento carbonatico risulta ben classato e spigoloso.

**70-71 cm** (spezzone 1/4) - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a favore della componente organica, anche se si registra un calo degli organismi sia numerico che dimensionale rispetto ai campioni precedenti. Abbondanti risultano sempre i foraminiferi e tra questi si osserva un aumento della frazione planctonica. Abbondanti sono gli Ostracodi come pure i Lamellibranchi, mentre sono rari i Radioli di echinide, le Spicole e i Radiolari. La frazione inorganica è caratterizzata da un sedimento a grana fine, carbonatico, ben classato con poco quarzo.

**90-91 cm** (spezzone 1/4) - Risulta sempre abbondante la componente organica che prevale sull'inorganica. Abbondanti i foraminiferi con la prevalenza della componente bentonica su quella planctonica. Si osservano sempre le specie rinvenute nei livelli più superficiali. Abbondanti sono i Radioli di echinide, frequenti i Radiolari e le Spicole mentre rare sono le Diatomee. La frazione inorganica è sempre caratterizzata da un sedimento poco quarzoso, molto carbonatico, a grana fine e ben classato.

**110-111 cm** (spezzone 1/4) - La componente organica risulta nuovamente essere la frazione più abbondante nella sabbia, ricca soprattutto di foraminiferi sia bentonici che planctonici ed Ostracodi. Rare sono le Spicole di spugna. Il sedimento è carbonatico, ben classato e spigoloso con scarsa presenza di granuli di quarzo.

**130-131 cm** (spezzone 1/4) - La frazione organica pur sempre preponderante, tende a decrescere. Sono sempre abbondanti i foraminiferi sia planctonici che bentonici anche se sembrano diminuire rispetto ai livelli precedenti. Rare sono le Spicole di spugna come pure i Radioli di echinide. La frazione inorganica è caratterizzata da un sedimento a grana fine, carbonatico, ben classato e spigoloso.

**150-151 cm** (spezzone 1/3) - Prevale sempre la componente organica sull'inorganica. Questa è costituita sempre da foraminiferi sia planctonici che bentonici, già evidenziati nei livelli precedenti, come pure dalla presenza abbondante di Ostracodi e Lamellibranchi. Rare sono le Spicole di spugna come pure i Radioli di echinide. Il sedimento è carbonatico, ben classato, con scarsa presenza di granuli di quarzo.

**190-191 cm** (spezzone 1/3) - Continua a prevalere la frazione organica su quella inorganica. Questa è costituita da foraminiferi prevalentemente bentonici (*Nonionella turgida*, *Lagenida* spp., *Uvigerina* spp.), da Ostracodi e Lamellibranchi e da rare Spicole di spugna. La frazione inorganica non cambia essendo sempre costituita da un sedimento carbonatico, a grana fine, ben classato e spigoloso, con scarsa presenza di granuli di quarzo.

**230-231 cm** (spezzone 1/3) - Si osserva un calo della componente organica che risulta inferiore rispetto a quella inorganica. Abbondanti sono sempre i foraminiferi con la netta prevalenza di quelli bentonici sui planctonici presenti sempre con la specie *G. bulloides*. Presenti Ostracodi e Lamellibranchi mentre rare sono le Spicole di spugna e i Radioli di echinide. Il sedimento non cambia in quanto risulta prevalentemente carbonatico, ben classato, spigoloso, a grana fine con poco quarzo.

**270-271 cm** (spezzone 1/2) - Si ha la netta prevalenza della componente inorganica su quella organica, costituita sempre da faune a foraminiferi, sia bentonici che planctonici, da Ostracodi e Lamellibranchi. L'inorganico è caratterizzato da un sedimento sempre carbonatico, anche se la frazione quarzosa tende ad aumentare rispetto ai livelli precedenti, a grana fine, ben classato e spigoloso.

**310-311 cm** (spezzone 1/2) - Il campione presenta percentuali elevate della componente inorganica, mentre quella organica è decisamente più scarsa rispetto ai livelli precedenti. Questa risulta costituita prevalentemente da foraminiferi bentonici, mentre si registra un calo dei planctonici. Inoltre sono sempre presenti Ostracodi, Lamellibranchi, Radioli di echinide, Radiolari e Spicole di spugna. Nell'inorganico si registra un aumento della componente quarzosa che però è sempre scarsa rispetto alla frazione carbonatica, e il sedimento, ben classato e spigoloso, è rappresentato sempre da una grana fine.

**350-351 cm** (spezzone 1/2) - Si registra un ulteriore calo della componente organica rispetto all'inorganica. I foraminiferi, sempre presenti, registrano un deciso calo delle specie planctoniche, mentre i bentonici sono sempre presenti con le specie descritte per i livelli precedenti. Presenti pure anche se meno numerosi, Ostracodi, Lamellibranchi, Radiolari e Spicole di spugna. Nell'inorganico si ha un deciso aumento della frazione quarzosa che risulta preponderante rispetto quella carbonatica. Il sedimento presenta le caratteristiche descritte per i livelli precedenti.

**390-391 cm** (spezzone 1/1) - Si registra un aumento della componente organica che nuovamente è preponderante rispetto all'inorganica. Sempre presenti anche se

con un numero inferiore di individui e di specie i foraminiferi bentonici e planctonici, come pure i Lamellibranchi e gli Ostracodi. La frazione quarzosa ormai è la componente dominante nel sedimento, che è caratterizzato sempre da una grana fine, ben classato e spigoloso.

**430-431 cm** (spezzone 1/1) - Si registrano percentuali pressoché identiche tra le due componenti del sedimento. Nell'organico sono presenti più o meno le specie rinvenute anche nei livelli precedenti, mentre l'inorganico registra un ulteriore aumento della frazione quarzosa su quella carbonatica. Il sedimento non cambia rispetto ai livelli precedenti.

**470-471 cm** (spezzone 1/1) - Il campione è costituito prevalentemente dalla frazione organica, ricca soprattutto della componente a foraminiferi sia bentonici che planctonici. Per quanto concerne la componente inorganica questa è costituita da un sedimento prevalentemente quarzoso, a grana fine mediamente classato e spigoloso.

**490-491 cm** (spezzone 1/1) - Il campione è molto simile al livello descritto precedentemente. Si ha la prevalenza della componente organica, ricca soprattutto di foraminiferi in particolare i bentonici, mentre la frazione inorganica è caratterizzata da un sedimento quarzoso, a grana fine, mediamente classato e spigoloso.

### 10.3 - Discussione

Riassumendo, dalle analisi radiografiche, dalla descrizione macroscopica e microscopica speditiva si osserva una certa uniformità della carota in termini cromatici, di strutture, tessitura, nonché di presenza di organismi (Fig. 10.3.1).

Dal un punto di vista cromatico, secondo le tavole di Munsell, la carota risulta prevalentemente verde (5y 4/3 - Olive).

Dal punto di vista litologico si presenta anche piuttosto uniforme; il sedimento è costituito da una pelite inizialmente più siltosa che tende gradatamente nei livelli basali a divenire più argillosa. La frazione sabbiosa in prima analisi risulta assente.

### 10.4 - Contenuto in acqua

Di seguito viene riportato il *log* (Fig. 10.4.1) della variazione verticale del contenuto in acqua su peso secco. Si osserva una tendenza generale del contenuto in acqua a decrescere regolarmente verso il fondo, presentando valori variabili da un massimo di 171% ad un minimo pari a 43% (Tab. 10.4.1). Rispetto

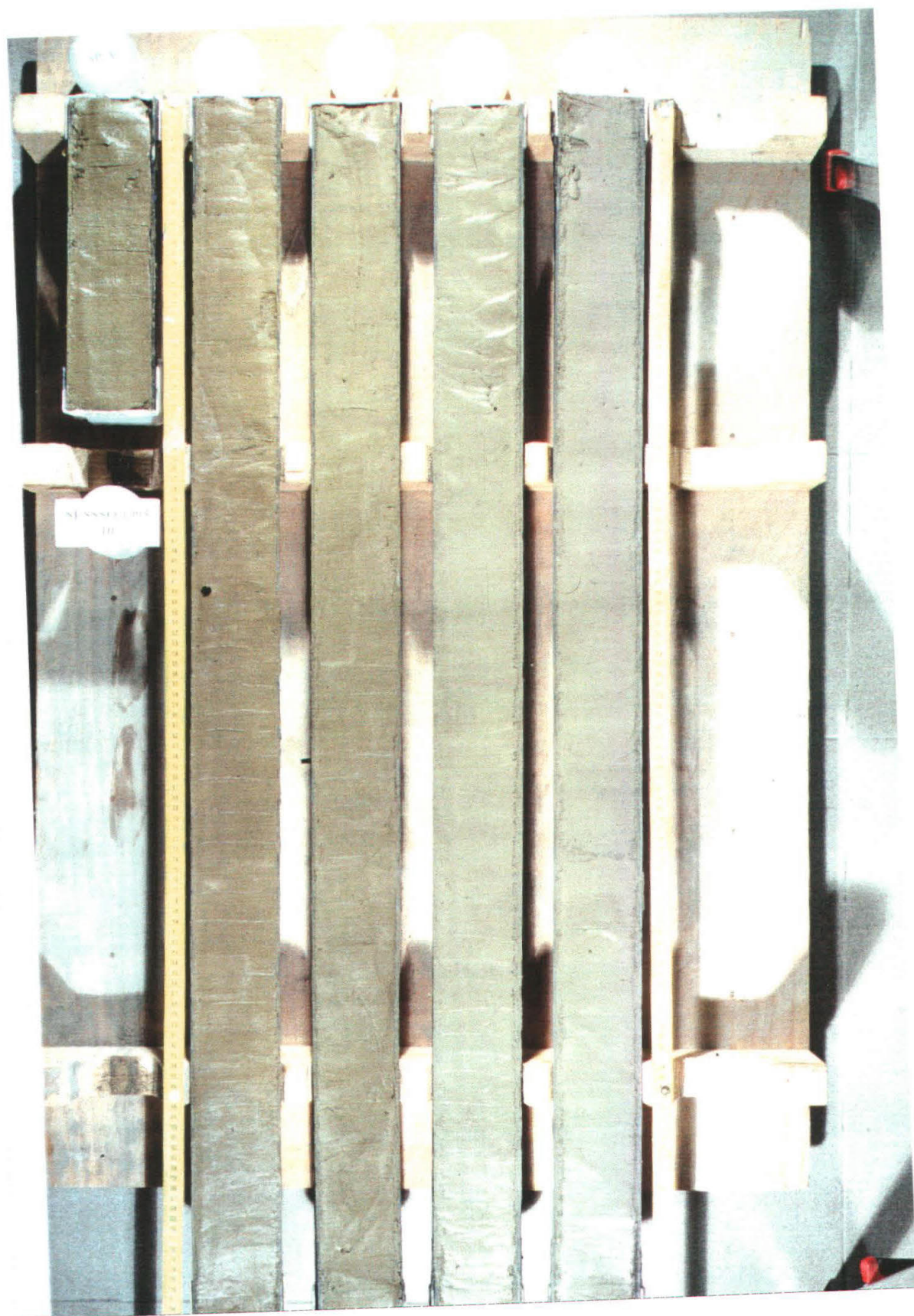


Fig. 10.3.1 - Fotografia della carota SESSO10.

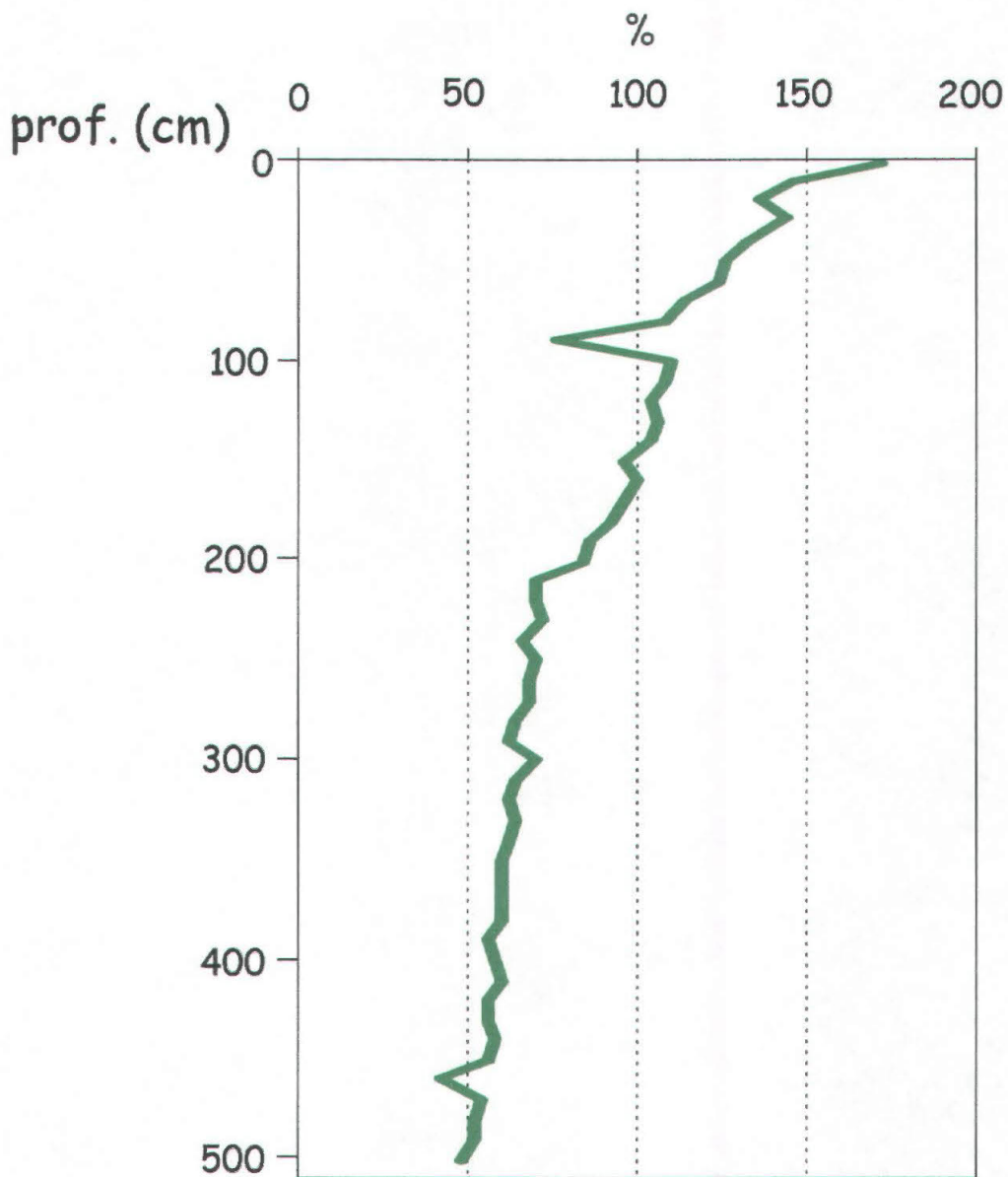


Fig. 10.4.1 - Distribuzione verticale del contenuto in acqua su peso secco nella carota ADR. 1.

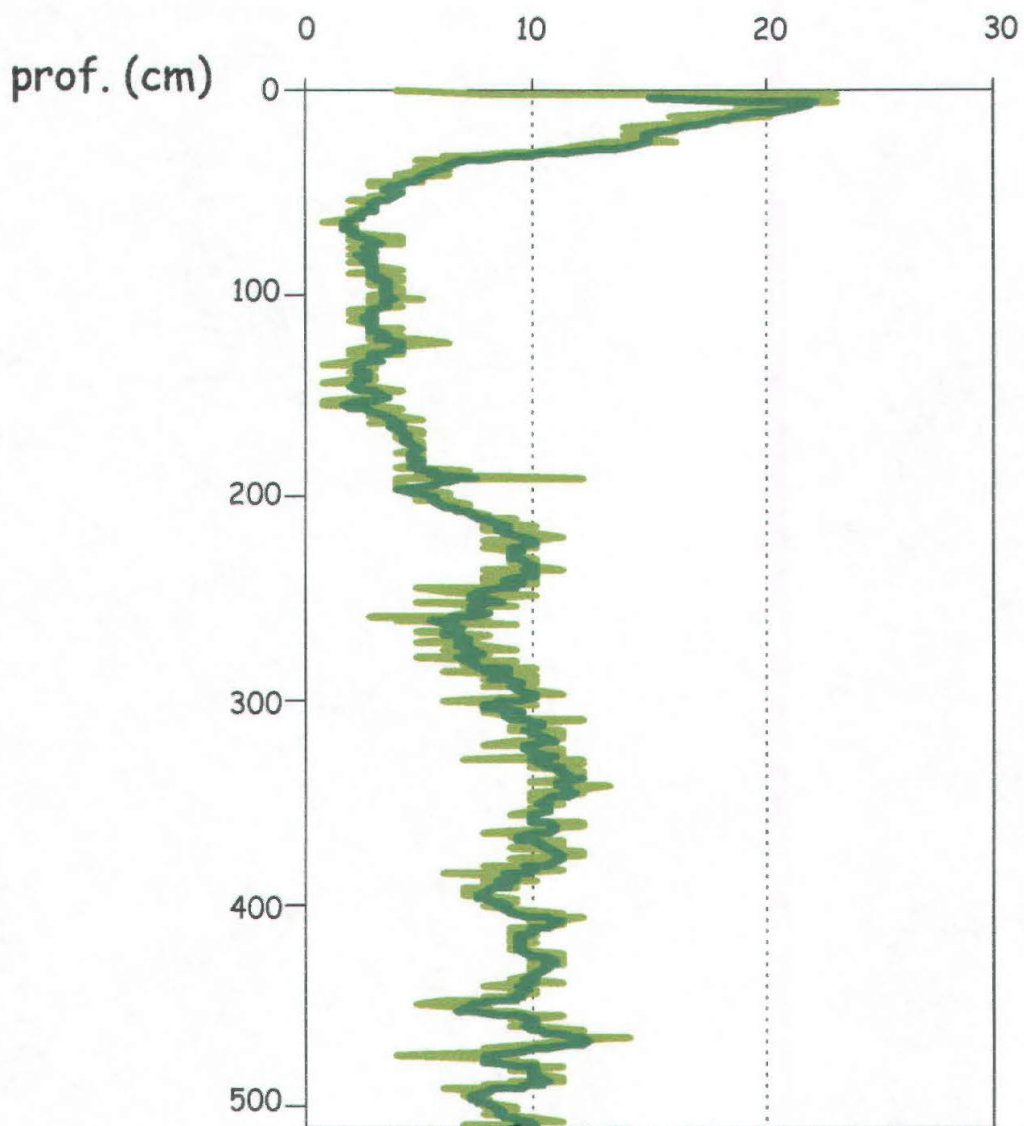


Fig. 10.5.1 - Distribuzione verticale della Suscettività magnetica (SI) nella carota SS10. Sono rappresentati in verde chiaro i valori analizzati ogni centimetro, in verde scuro i tenori calcolati eseguendo una media mobile in base 5.

l'andamento medio si registrano due cali del contenuto in acqua, in corrispondenza del livello 90-91 cm (76%) e 460-461 cm (43%).

livello (cm)	% H <sub>2</sub> O	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O
0-2	171	100-101	111	200-201	83	300-301	70	400-401	57
10-11	147	110-111	109	210-211	70	310-311	64	410-411	60
20-21	136	120-121	104	220-221	70	320-321	63	420-421	56
29-30	144	130-131	105	230-231	73	330-331	64	430-431	56
40-41	131	140-141	104	240-241	66	340-341	63	440-441	57
50-51	126	150-151	95	250-251	70	350-351	61	450-451	56
60-61	124	160-161	100	260-261	69	360-361	60	460-461	43
70-71	114	170-171	96	270-271	68	370-371	59	470-471	54
80-81	108	180-181	91	280-281	65	380-381	60	480-481	52
90-91	76	190-191	86	290-291	61	390-391	56	490-491	53
								500-501	48

Tab. 10.4.1 - Tabella dei valori relativi al contenuto in acqua su peso secco nella carota SESSO10.

## 10.5 - Suscettività magnetica

I valori di suscettività magnetica sono riportati nella tabella 10.5.1 e sono stati misurati secondo il Sistema Internazionale (SI).

Come evidenziato anche dal *log* (Fig. 10.5.1) i tenori presentano un andamento irregolare passando dai livelli superficiali a quelli profondi. Fino a circa 30 cm si registrano i valori più elevati con una media pari a  $16.16 \pm 4.5$ ; quindi fino ai 200 cm circa si osserva un calo della suscettività con tenori medi pari a  $3.78 \pm 1.75$ ; da questo livello fino alla base della carota i valori si attestano attorno ad una media di  $9.24 \pm 1.69$  anche se l'andamento continua ad essere altalenante.

## 10.6 - Discussione

Riassumendo, per quanto concerne il contenuto in acqua, si osserva un graduale decremento dello stesso dai livelli superficiali alla base della carota, che risulta ovviamente più compatta e meno ricca in acqua. Andamento simile è stato riscontrato anche in altre carote prelevate in aree vicine a quella in fase di studio (Salvi, 1995). La suscettività magnetica (SI) è messa in relazione alle variazioni terrigeno/biogenico (Brambati *et al.*, 1997; Domack & McClennen, 1996) all'interno della componente sabbiosa. In questa carota si registra un andamento irregolare dalla superficie al fondo con valori decisamente bassi se

livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività
0	4	64	1	128	4	192	4
1	8	65	2	129	4	193	4
2	23	66	2	130	2	194	4
3	19	67	2	131	3	195	5
4	22	68	2	132	3	196	4
5	23	69	2	133	2	197	6
6	23	70	2	134	1	198	6
7	20	71	4	135	3	199	6
8	21	72	2	136	3	200	5
9	19	73	4	137	3	201	5
10	19	74	2	138	2	202	6
11	19	75	4	139	2	203	7
12	16	76	3	140	3	204	7
13	20	77	2	141	3	205	7
14	18	78	2	142	2	206	7
15	18	79	3	143	1	207	7
16	16	80	3	144	2	208	8
17	16	81	2	145	2	209	8
18	14	82	3	146	3	210	8
19	15	83	3	147	4	211	9
20	16	84	2	148	4	212	8
21	14	85	3	149	3	213	10
22	15	86	3	150	3	214	8
23	15	87	3	151	3	215	8
24	15	88	4	152	1	216	8
25	16	89	2	153	1	217	10
26	13	90	3	154	1	218	10
27	12	91	3	155	3	219	11
28	11	92	4	156	4	220	10
29	11	93	4	157	4	221	8
30	10	94	3	158	3	222	10
31	9	95	3	159	3	223	9
32	7	96	3	160	4	224	10
33	6	97	4	161	5	225	8
34	8	98	4	162	4	226	9
35	5	99	4	163	3	227	9
36	6	100	3	164	4	228	9
37	6	101	3	165	4	229	10
38	5	102	5	166	4	230	10
39	6	103	3	167	5	231	10
40	5	104	3	168	5	232	9
41	4	105	3	169	4	233	10
42	6	106	4	170	4	234	10
43	4	107	2	171	4	235	11
44	5	108	3	172	5	236	8
45	3	109	3	173	5	237	10
46	3	110	2	174	5	238	10
47	4	111	3	175	5	239	8
48	4	112	3	176	5	240	8
49	4	113	3	177	4	241	10
50	4	114	2	178	5	242	10
51	4	115	3	179	5	243	8
52	3	116	3	180	5	244	9
53	3	117	4	181	5	245	5
54	2	118	3	182	5	246	6
55	3	119	3	183	5	247	8
56	3	120	4	184	5	248	10
57	3	121	3	185	4	249	8
58	3	122	3	186	7	250	8
59	2	123	5	187	6	251	8
60	2	124	6	188	6	252	5
61	2	125	4	189	5	253	9
62	2	126	3	190	12	254	7
63	2	127	2	191	4	255	8

Tab. 10.5.1 - Tabella dei valori relativi alla Suscettività magnetica nella carota SESSO10.



confrontati con quelli di aree vicine (Stretto di Magellano, Settore Pacifico esterno), che presentano valori generalmente  $>200$  (Montesanti, 1998).

## 10.7 - Datazioni con il radiocarbonio

In questa carota sono state effettuate due datazioni con il metodo del radiocarbonio, una più superficiale (livello 140-141 cm) che ha un età di  $5450 \pm 40$  anni B.P., e una più profonda (471 cm), datata  $10980 \pm 60$  anni B.P. (Fig. 10.7.1).

Sulla base delle datazioni radiometriche non corrette sono stati calcolati i tassi di sedimentazione che sono risultati essere di 60cm/1000 anni nell'intervallo tra 140.5 e 471 cm. Questo valore risulta particolarmente elevato se confrontato con i tassi di sedimentazione (15 e 30cm/1000 anni) rinvenuti in due carote all'interno dello Stretto di Magellano da Colizza & Salvi (*in press*) e nei fiordi cileni da Stravers *et al.*, (1996).

## 10.8 - Parametri granulometrici

In tabella 10.8.1 vengono riportati i risultati delle analisi granulometriche dei 102 livelli campionati e in particolare la percentuale ponderale delle singole classi granulometriche, a intervalli regolari di  $\frac{1}{2}$  unità  $\phi$ , le percentuali di sabbia, silt e argilla ed i parametri statistici.

E' stata utilizzata la classificazione di Friedman & Sanders (1978) che pone il limite dimensionale ghiaia-sabbia-silt-argilla in corrispondenza di 2mm,  $63\mu\text{m}$  e  $2\mu\text{m}$ .

I dati ottenuti dalle analisi granulometriche (Fig. 10.8.1) evidenziano che il sedimento della carota è prevalentemente siltoso con basse percentuali di argilla e sabbia. In particolare il silt è presente con un valore medio pari a  $78 \pm 0.03\%$ , oscillante fra 71.7% e 84.2%; l'argilla varia da 6.9% a 20.2% con una media di  $13.7 \pm 0.03\%$ , mentre la sabbia presenta un minimo pari a 3.7% ed un massimo pari a 17.9% con una media di  $8.3 \pm 0.03\%$ . Dall'osservazione del *log* tessiturale si osserva un leggero aumento della frazione più grossolana in alcuni livelli centrali (175-260 cm) e una tendenza generale dell'argilla ad aumentare dai livelli superficiali verso la base della carota.

Per una maggiore descrizione della variazioni verticali dei caratteri della frazione sabbiosa e pelitica sono stati considerati anche i parametri granulometrici statistici (Fig. 10.8.2) secondo Folk & Ward (1957): diametro medio  $M_z$  (*mean size*), dispersione  $\sigma_i$  (*sorting*), asimmetria  $Sk_i$  (*Skewness*) e appuntimento  $K_G$  (*Kurtosis*), riportati anch'essi nella tabella 10.8.1.

Il *mean size* (valore medio  $6.6 \pm 0.23\phi$ ), indicativo del valore di tendenza centrale della distribuzione granulometrica, evidenzia valori compresi tra  $6\phi$  e

7 $\phi$ , ossia valori che ricadono tutti nel campo del silt fine. L'andamento del  $M_z$  sottolinea comunque quanto evidenziato dal *log* tessiturale e cioè una tendenza a sedimenti più grossolani nella porzione centrale (190-300 cm) della carota, mentre nella parte sommitale ma soprattutto basale prevalgono le granulometrie più fini. Per quanto riguarda il *sorting*, esso ha un valore medio di  $1.8 \pm 0.09\phi$  e in particolare varia da  $1.54\phi$  a  $2.03\phi$ : i sedimenti della carota variano quindi da poco selezionati a molto poco selezionati. In generale sono i sedimenti più grossolani ad essere quelli meno classati. La *Kurtosis* varia da 0.76 a 1.15, con un valore medio di  $1 \pm 0.07$ , campo dei sedimenti mesocurtici. Infine la *Skewness* ha un campo di variazione compreso tra -0.05 e 0.14, con un tenore medio pari a  $0.01 \pm 0.09$ , quindi la maggior parte dei campioni si presentano quasi simmetrici.

Riassumendo il sedimento risulta mediamente caratterizzato da un silt fine, poco selezionato, simmetrico e mesocurtico.

## 10.9 - Discussione

Come già evidenziato in altre carote prelevate nel ramo pacifico dello Stretto di Magellano (MB91/47, MB91/40, MB91/54R) in aree limitrofe a quella oggetto di studio, la carota è caratterizzata da un sedimento pelitico con scarsi contenuti in sabbia, che tendono ad aumentare nella porzione centrale e che risultano particolarmente scarsi su fondo. Rispetto a queste carote, che evidenziano tutte la presenza di ghiaia nella parte basale (Boschetti *et al.*, 1998; Colizza & Salvi, *in press*), nella carota SESSSO 10 questa componente granulometrica risulta assente. Decisamente simile invece risulta la tessitura riscontrata nella carota SESSSO 9, prelevata in un'area prossima a quella di studio, che presenta percentuali di sabbia, silt e argilla del tutto confrontabili alla carota SESSSO10.

La carota SESSSO 10, pur tuttavia presentando una certa uniformità, può essere suddivisa in quattro intervalli fondamentali (Tab. 10.9.1), sia sulla base delle granulometrie che dei parametri statistici.

livello (cm)	Sabbia (%)	silt (%)	clay (%)	$M_z (\phi)$	$\sigma_1$	$Sk_1$	$K_0$
0-190	9.6 $\pm$ 1.4	79.6 $\pm$ 2.2	10.8 $\pm$ 2.2	6.5 $\pm$ 0.17	1.8 $\pm$ 0.08	0.0 $\pm$ 0.03	1.0 $\pm$ 0.06
195-295	11.7 $\pm$ 2.5	75.9 $\pm$ 2.3	12.3 $\pm$ 1.8	6.4 $\pm$ 0.19	1.9 $\pm$ 0.07	0.02 $\pm$ 0.04	0.90 $\pm$ 0.05
300-420	5.5 $\pm$ 1.06	77.3 $\pm$ 1.9	17.2 $\pm$ 1.9	6.9 $\pm$ 0.12	1.8 $\pm$ 0.08	0.01 $\pm$ 0.03	0.98 $\pm$ 0.03
425-510	5.6 $\pm$ 1.06	77.9 $\pm$ 2.2	16.5 $\pm$ 2.2	6.8 $\pm$ 0.14	1.8 $\pm$ 0.07	0.04 $\pm$ 0.05	0.97 $\pm$ 0.04

Tab. 10.9.1 - Valore medio delle percentuali di sabbia, silt, argilla e dei parametri granulometrici nella carota SESSSO 10.

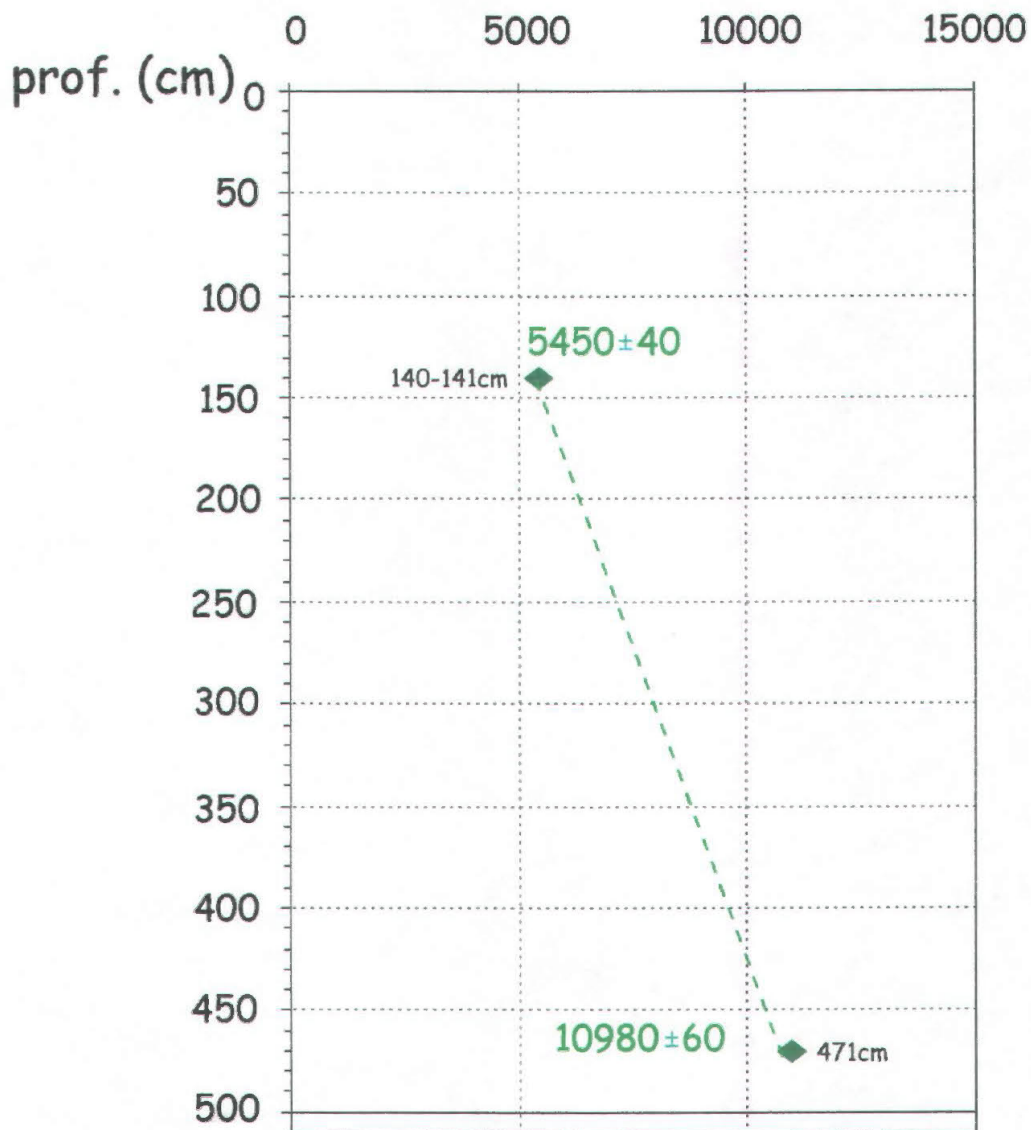


Fig. 10.7.1 - Età radiometriche non corrette nella carota SESSO 10.

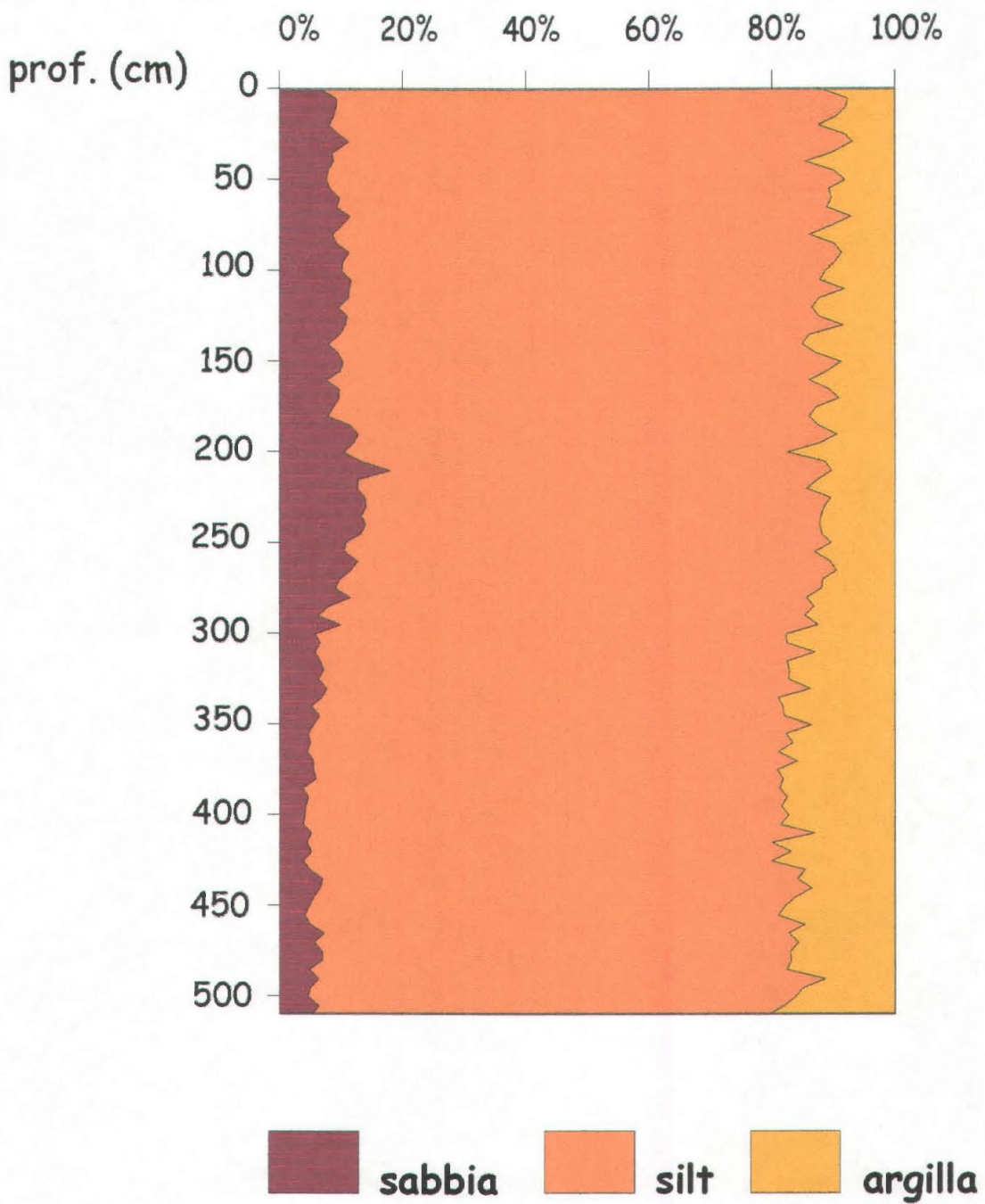


Fig. 10.8.1 - Distribuzione tessiturale nella carotaSESSO10.

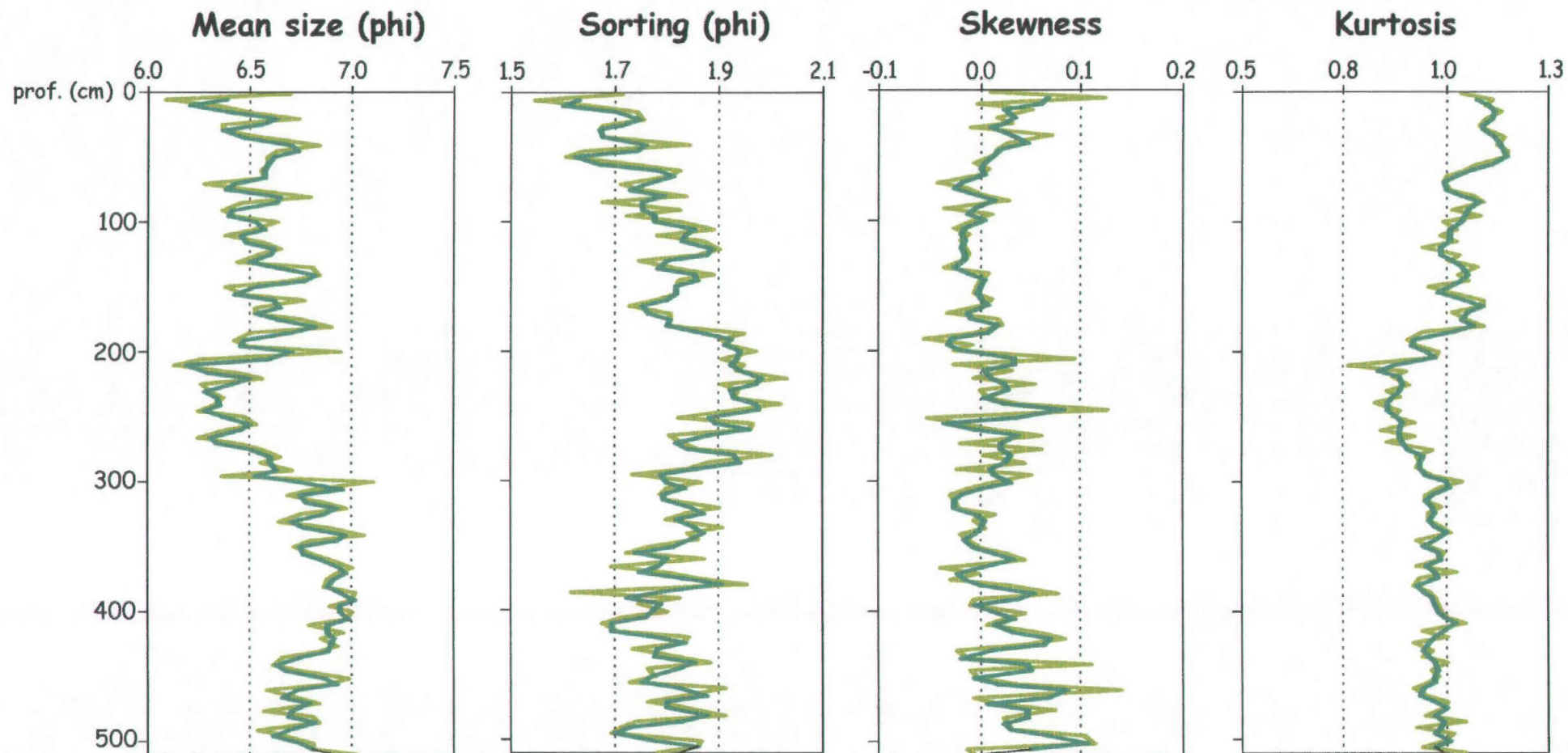


Fig. 10.8.2 - Distribuzione verticale dei parametri tessiturali di Folk & Ward (1957) nella carota SS10. In verde chiaro sono rappresentati i valori dei parametri analizzati, in verde scuro il valore della media in base 2 calcolata per gli stessi.



Riassumendo, si osserva un cambiamento, anche se lieve dei parametri granulometrici e statistici dalla base della carota ai livelli superficiali; la parte basale (livello 510-295 cm circa) è caratterizzata da un sedimento siltoso con valori del  $M_z$  generalmente maggiori rispetto al tenore medio, poco selezionato, asimmetrico positivo e mesocurtico, con percentuali di sabbia attorno al 5% ed argilla attorno al 17% circa; a questo livello segue un sedimento sempre siltoso, con uno spostamento però del  $M_z$ , che diminuisce rispetto al tenore medio, poco selezionato con un aumento della frazione sabbiosa che raggiunge percentuali medie dell' $11.74 \pm 2.50\%$ , ed un calo di quella argillosa che si attesta a tenori medi di  $12.32 \pm 1.82\%$  (livello 290-190 cm circa); il livello superficiale è caratterizzato dai valori più elevati della frazione siltosa che, si attestano attorno al valore medio di  $79.59 \pm 2.17\%$ , con un *mean size* che si stabilizza attorno al valore medio di  $6.6\phi$ , quindi si tratta di un sedimento caratterizzato da un silt fine, poco classato, simmetrico e mesocurtico. Le percentuali di sabbia calano leggermente rispetto al livello centrale ( $9.59 \pm 1.36\%$ ), come pure quelle di argilla ( $10.82 \pm 2.24\%$ ).

## 10.10 - Mineralogia della carota SESSO10

### Mineralogia del sedimento tal quale

Sono state eseguite le analisi sul campione tal quale e sulla frazione  $< 2\mu\text{m}$  di 52 campioni della carota. Il campione tal quale (Fig. 10.10.1) è prevalentemente costituito da mica (11-38%), clorite (7-18%), quarzo (6-21%), plagioclasio (6-25%), K-feldspato (3-12%); sono inoltre presenti i carbonati, costituiti da Lo-Mg calcite (5-24%), High-Mg calcite (0-16%) ed aragonite (0-17%). Seppur in quantità subordinate sono presenti gli anfiboli (2-10%) ed i pirosseni (1-7%). Il rapporto tra le intensità dei riflessi  $5 \text{ \AA} / 10 \text{ \AA}$  è generalmente superiore a 0.4, indicando che l'illite è di tipo muscovitico.

I tenori in carbonati decrescono verso i livelli inferiori della carota: in particolare la LMC decresce a partire da circa 150 cm e si attesta su valori  $< 10\%$  al di sotto dei 260 cm, mentre HMC ed aragonite si attestano su valori  $< 10\%$  al di sotto rispettivamente di 150 e 190 cm. Alla diminuzione in carbonati fa riscontro un generale aumento dei tenori in mica, clorite e quarzo (Tab. 10.10.1).

### Mineralogia della frazione argillosa

La frazione argillosa,  $< 2\mu\text{m}$ , (Tab. 10.10.2) è prevalentemente costituita da illite (36-52%) e clorite (43-58%) mentre la smectite è presente in quantità decisamente subordinata (2-8%). Non si sono osservate significative variazioni

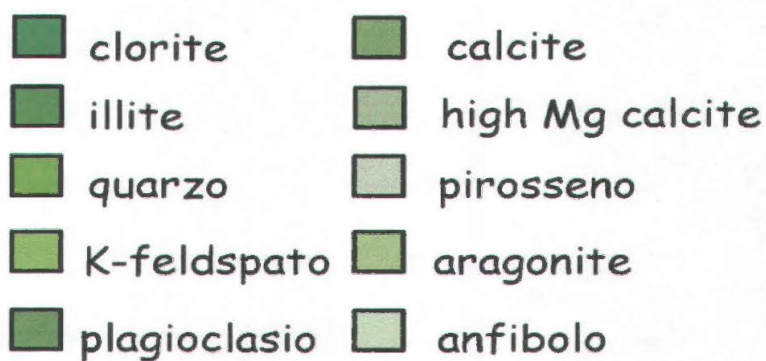
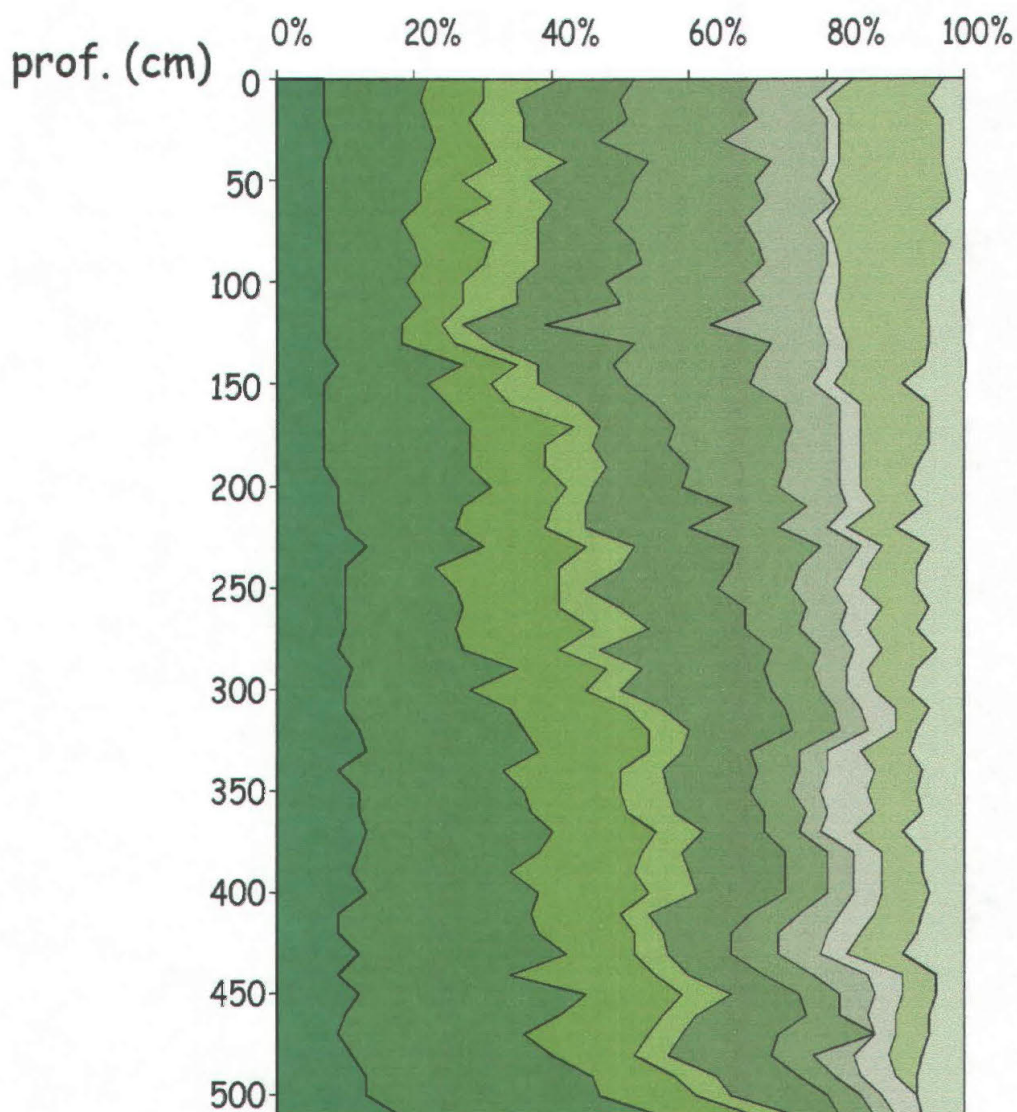
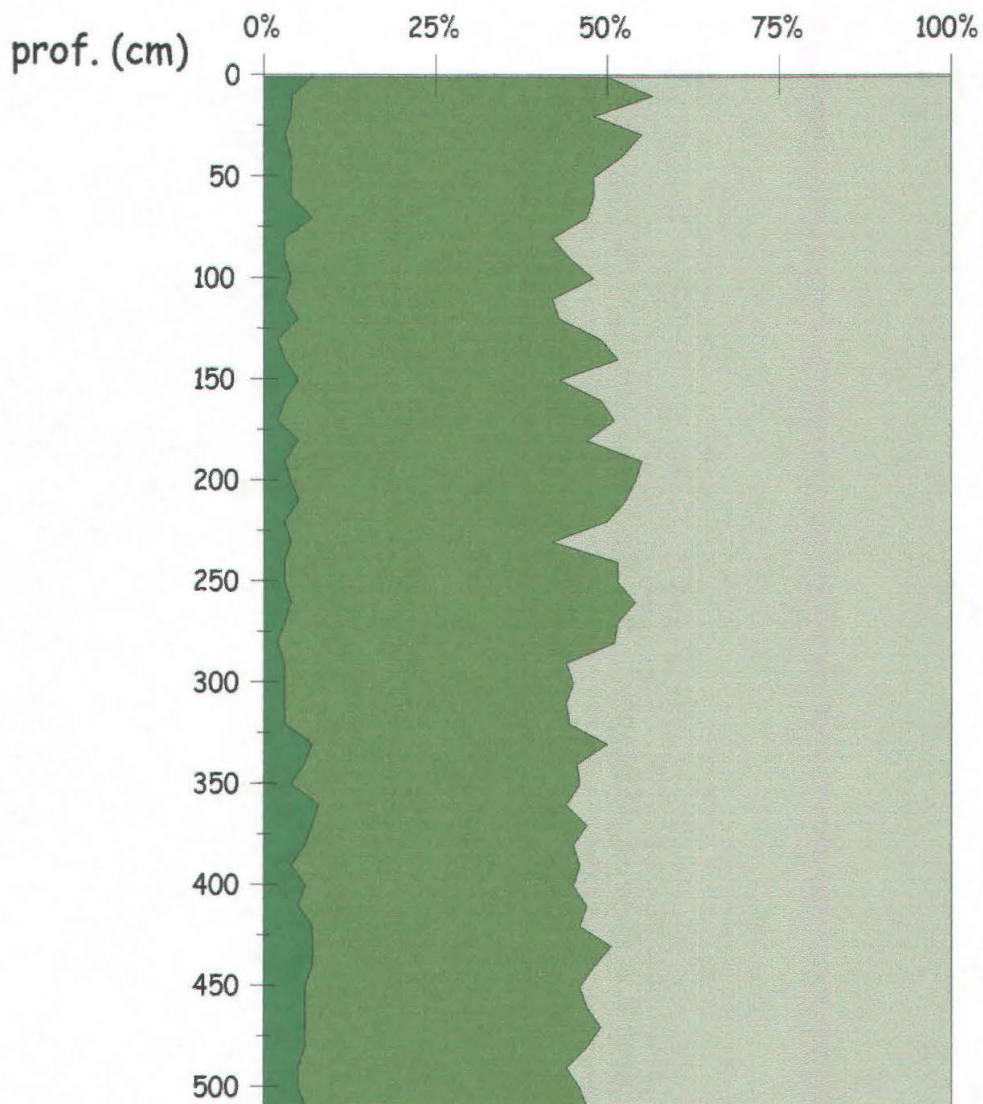


Fig. 10.10.1 - Distribuzione verticale della frazione mineralogica sul sedimento tal quale nella carota SESSO10.





■ smectite   ■ illite  
 ■ chlorite

Fig. 10.10.2 - Distribuzione verticale dei minerali argillosi nella frazione <math>< 2\mu\text{m}</math> nella carota SESSO10.

livello (cm)	Clorite	Mica	Quarzo	K Feldspato	Plagioclasio	Calcite	High Mg Calcite	Piroseni	Aragonite	Anfiboli
0-2	7	15	8	11	11	18	12	2	13	3
10-11	7	14	9	5	15	18	10	2	15	5
20-21	7	15	6	8	15	19	10	2	15	3
29-30	8	15	7	6	11	18	15	2	15	3
40-41	7	15	10	10	12	18	8	2	15	3
50-51	7	14	6	10	15	18	9	2	17	3
60-61	7	14	10	9	11	20	10	1	16	2
70-71	7	11	8	12	11	19	10	2	15	5
80-81	7	13	11	7	14	18	10	1	17	2
90-91	7	14	9	8	15	18	9	2	15	3
100-101	7	12	8	8	13	20	11	3	13	5
110-111	7	14	6	8	15	20	8	3	13	5
120-121	7	11	6	3	12	24	16	3	13	5
130-131	7	11	8	5	21	20	8	3	12	5
140-141	9	18	8	3	11	21	10	3	12	6
150-151	7	15	9	7	13	18	9	3	10	9
160-161	7	18	9	10	11	19	8	3	10	5
170-171	7	21	15	4	11	17	7	3	10	5
180-181	7	21	11	7	11	17	8	3	10	5
190-191	7	21	11	9	12	14	8	3	8	7
200-201	9	22	11	4	13	14	9	3	7	8
210-211	9	18	13	5	21	11	6	4	7	6
220-221	10	16	13	6	15	13	7	3	7	10
230-231	13	17	15	7	15	12	6	3	7	5
240-241	10	13	18	9	16	10	7	3	7	7
250-251	10	16	15	4	19	11	6	4	8	7
260-261	10	17	14	9	18	9	6	5	7	5
270-271	10	16	20	8	14	8	6	4	7	7
280-281	9	18	14	6	25	7	5	4	8	4
290-291	11	24	13	5	18	7	5	3	7	7
300-301	10	18	17	5	22	7	4	4	5	8
310-311	10	24	17	5	18	7	4	5	5	5
320-321	12	24	18	6	15	7	4	4	3	7
330-331	13	25	16	5	10	7	4	5	7	8
340-341	9	24	17	6	14	6	4	7	7	6
350-351	12	24	14	7	12	6	4	7	7	7
360-361	12	25	14	7	13	6	3	7	7	6
370-371	13	27	15	7	9	5	3	5	7	9
380-381	12	26	15	6	15	6	4	4	6	6
390-391	11	23	18	8	14	6	4	4	6	6
400-401	13	25	16	7	13	6	4	4	7	5
410-411	9	28	13	4	15	7	6	5	7	6
420-421	9	29	14	4	10	7	7	5	8	7
430-431	12	30	10	5	9	7	6	4	8	9
440-441	9	25	21	5	11	7	8	5	5	4
450-451	12	33	14	7	10	6	5	4	5	4
460-461	10	31	15	5	16	5	4	4	5	5
470-471	9	27	18	5	14	14	0	3	5	5
480-481	11	29	12	5	15	6	6	5	5	6
490-491	13	33	12	6	12	5	4	5	3	7
500-501	13	34	14	5	14	5	3	5	0	7
509-510	18	38	14	6	6	5	3	4	0	6

Tab. 10.10.1 - Tabella dei valori relativi alla frazione mineralogica sul sedimento tal quale nella carota SESSSO1

livello (cm)	Smectite	Illite	clorite
0-2	7	43	50
10-11	4	52	43
20-21	4	44	52
29-30	3	52	45
40-41	4	48	48
50-51	4	44	52
60-61	4	44	52
70-71	7	40	53
80-81	3	39	58
90-91	3	41	55
100-101	4	44	52
110-111	3	39	58
120-121	5	38	57
130-131	2	47	51
140-141	3	48	48
150-151	5	38	57
160-161	3	46	51
170-171	2	49	49
180-181	5	42	53
190-191	3	52	45
200-201	4	50	46
210-211	5	47	47
220-221	3	47	50
230-231	4	38	58
240-241	3	48	48
250-251	3	48	48
260-261	4	50	46
270-271	3	48	48
280-281	2	49	49
290-291	3	41	56
300-301	3	42	55
310-311	3	41	56
320-321	3	41	55
330-331	7	43	50
340-341	6	40	55
350-351	4	42	54
360-361	8	36	56
370-371	7	40	53
380-381	6	39	55
390-391	4	42	54
400-401	6	39	55
410-411	5	42	53
420-421	7	39	54
430-431	7	43	49
440-441	7	41	52
450-451	6	40	54
460-461	6	41	53
470-471	6	43	51
480-481	6	41	53
490-491	5	39	56
500-501	5	41	54
509-510	6	41	53

Tab. 10.10.2 - Tabella dei valori relativi ai minerali argillosi nella frazione < 2 $\mu$ m nella carota SESSSO10.

nelle percentuali di questi minerali, ad eccezione di un leggero aumento della smectite nei livelli inferiori (Fig. 10.10.2).

## 10.11- Discussione

Le analisi mineralogiche hanno evidenziato che la carota SESSSO 10 è costituita da sedimenti carbonatici di origine biogenica mescolati a sedimenti detritici e silicoclastici. La frazione carbonatica è piuttosto abbondante nei primi 150 cm della carota, ma diminuisce progressivamente nella porzione sottostante. I carbonati sono costituiti da tre principali fasi: HMC, LMC ed aragonite, che sono attribuibili agli scheletri carbonatici di differenti organismi. E' noto infatti come, ad esempio, briozoi ed echinidi secernano gusci composti da HMC, i molluschi, gusci aragonitici, mentre i foraminiferi secernano gusci composti da LMC (Milliman, 1974; Rao, 1996).

La componente detritica della frazione argillosa e del sedimento tal quale della carota SESSSO10 è tipica delle zone temperato-fredde e indica che i sedimenti provengono da rocce "madri" di natura prevalentemente cristallina, caratterizzati da uno scarso sviluppo di suoli, o unicamente da litosuoli. Litotipi di natura cristallina affiorano estesamente nelle aree continentali prossime alla carota (Singer, 1984; Chamley, 1989; Diekmann *et al.*, 1998).

I processi di alterazione superficiale che hanno portato allo sviluppo di questi sedimenti sono di tipo principalmente fisico, legati a fenomeni di gelo-disgelo e all'erosione operata dai torrenti e dai ghiacciai. La relativa assenza di processi di alterazione chimica (idrolisi) è suffragata dall'assenza di caolinite e dalla scarsità di smectite nei sedimenti (Chamley, 1989; Diekmann *et al.*, 1998).

L'aumento del carbonato di calcio verso le porzioni più superficiali della carota è già stato osservato in altre carote prelevate dal margine Cileno e dallo Stretto di Magellano (Marinoni *et al.*, 1996), ed è attribuibile al progressivo miglioramento climatico avvenuto a partire dall'Ultimo Massimo Glaciale.

Le indagini condotte su alcune carote prelevate dal ramo pacifico dello Stretto di Magellano hanno evidenziato un aumento della smectite verso i livelli più superficiali delle carote. Tale andamento non è presente nella carota SESSSO 10, in quanto, probabilmente, la sequenza copre un intervallo temporale troppo ridotto per poter apprezzare dei significativi cambiamenti di questo tipo nelle percentuali dei minerali argillosi. La composizione mineralogica della carota SESSSO 10 riflette, in sintesi, la composizione dei sedimenti attuali nel ramo Pacifico dello Stretto di Magellano descritta in precedenti lavori (Brambati *et al.*, 1994; Setti *et al.*, 1997; Marinoni *et al.*, 1997).

## 10.12 - Il carbonato di calcio

Le analisi del  $\text{CaCO}_3$  (Tab. 10.12.1) sono state effettuate ogni 10 cm per un totale di 50 campioni. La percentuale di  $\text{CaCO}_3$  presenta tenori sempre superiore al 10%, con una media pari a  $24.77 \pm 12.83\%$ . Il massimo valore è stato riscontrato nel livello 110-111 cm ed è pari a 44.32% mentre il minimo si rinviene verso il fondo (500-501 cm) ed è pari a 9.41%.

livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$	livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$	livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$	livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$	livello (cm)	% $\text{CaCO}_3$
0-2	39.73	100-101	42.65	200-201	25.00	300-301	12.42	400-401	10.97
10-11	43.09	110-111	44.32	210-211	23.16	310-311	13.19	410-411	15.53
20-21	40.46	120-121	39.06	220-221	21.38	320-321	13.59	420-421	17.35
29-30	41.92	130-131	42.90	230-231	21.12	330-331	13.14	430-431	17.28
40-41	41.86	140-141	37.26	240-241	18.76	340-341	11.66	440-441	16.40
50-51	44.90	150-151	36.93	250-251	22.67	350-351	12.15	450-451	15.71
60-61	41.24	160-161	35.14	260-261	19.19	360-361	10.19	460-461	9.74
70-71	43.36	170-171	34.91	270-271	18.36	370-371	10.54	470-471	14.78
80-81	39.40	180-181	30.83	280-281	14.73	380-381	10.19	480-481	13.01
90-91	43.95	190-191	29.77	290-291	14.52	390-391	12.15	490-491	11.47
								500-501	9.41

Tab. 10.12.1 - Tabella dei valori relativi alle percentuali di carbonato di calcio nella carota SESSO10.

L'andamento del  $\text{CaCO}_3$  (Fig. 10.12.1) presenta una graduale tendenza a decrescere dai livelli superficiali verso la base della carota. In particolare è stato possibile dividere il suo andamento in quattro intervalli fondamentali come del resto già evidenziato per le granulometrie e i parametri statistici. Si ha un intervallo superficiale (0-190 cm) caratterizzato da elevati tenori di carbonato con una media pari a  $39.68 \pm 4.34\%$ , seguito da circa 100 cm in cui si osserva un graduale decremento, con tenore medio pari a  $19.89 \pm 3.46\%$ ; quindi il  $\text{CaCO}_3$  si stabilizza attorno al valore medio di  $12.14 \pm 1.58\%$  tra i 300-400 cm circa; la parte basale presenta un leggero incremento, con una media di  $13.90 \pm 3.12\%$ , caratterizzato da due oscillazioni dell'andamento del  $\text{CaCO}_3$ .

## 10.13 - Carbonio organico ed azoto

Le analisi di carbonio organico ed azoto sono state effettuate ogni 5 cm per un totale di 102 campioni. La percentuale di C organico presenta un valore medio pari a  $1.73 \pm 0.76\%$  con un minimo di 0.70% riscontrato verso il fondo della carota

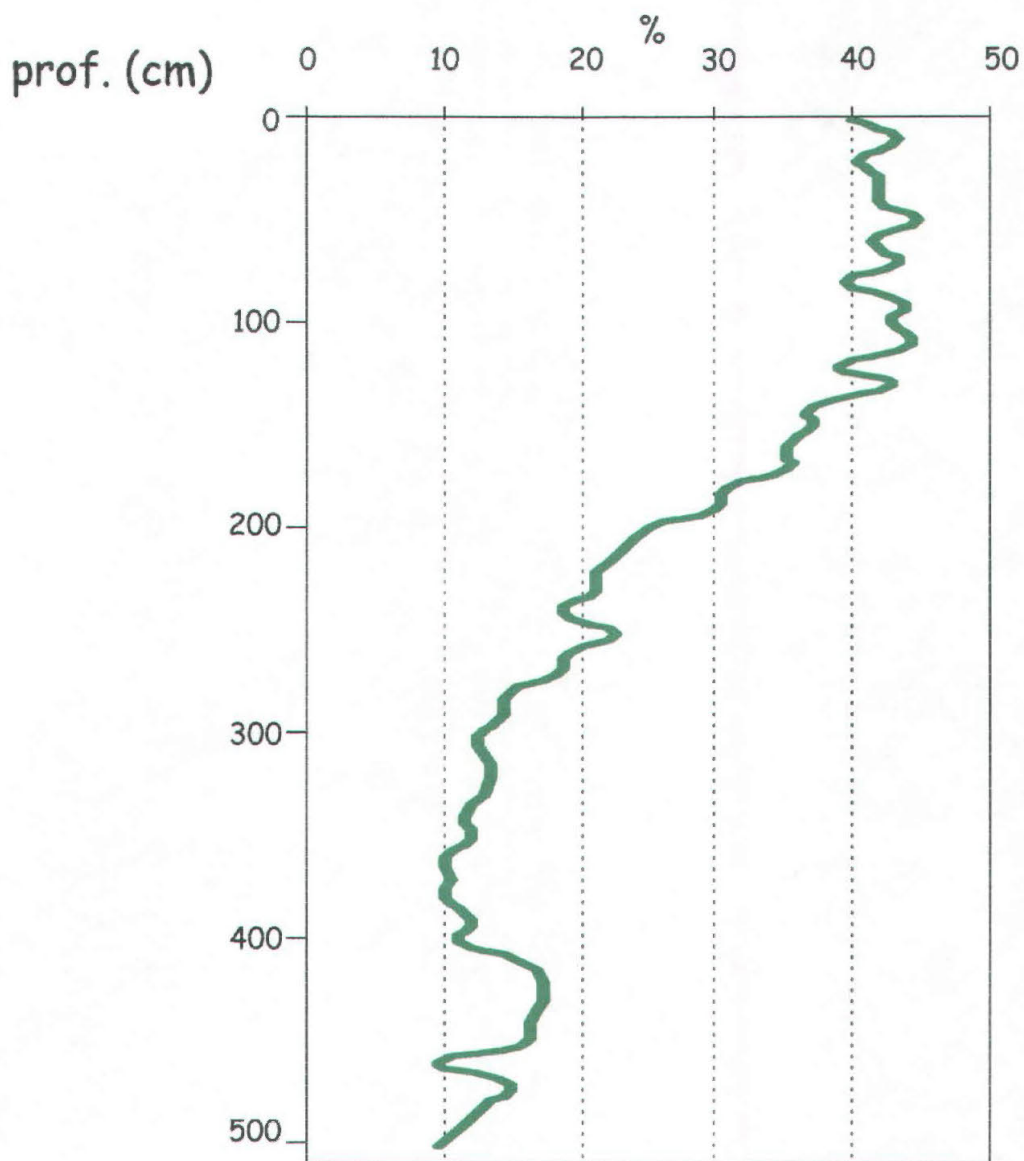


Fig. 10.12.1 - Distribuzione verticale del carbonato di calcio nella carota SESSO10.

(509-510cm) ed un massimo pari a 3.80% nel livello più superficiale (Tab. 10.13.1; Fig. 10.13.1).

L'andamento dell'azoto (Tab. 10.13.2) è decisamente irregolare anche se si osserva un graduale decremento dalla superficie al fondo. I valori sono compresi tra 0.08 (parte basale) e 0.69% (livello superficiale) con una media di  $0.27 \pm 0.13\%$  (Fig. 10.13.1).

Il rapporto molare Carbonio/Azoto (valore medio -  $7.82 \pm 1.94$ ) varia da un minimo di 4.65 in corrispondenza del livello 460-461cm ad un massimo pari a 15.26 al livello 110-111cm (Tab. 10.13.3) con un tenore medio pari a  $7.82 \pm 1.94$  (Fig. 10.13.1).

Anche la frazione organica (carbonio ed azoto), come evidenziato per il carbonato di calcio, presenta un graduale decremento dai livelli superficiali a quelli basali, pur presentando un andamento irregolare. Fino a circa 200 cm si osservano i tenori più elevati di carbonio ed azoto, con una media di  $2.52 \pm 0.55\%$  e di  $0.38 \pm 1.98\%$  rispettivamente. Quindi per 200 cm circa si registrano valori sempre altalenanti che tendono a decrescere leggermente verso il fondo con una media di  $1.30 \pm 0.26\%$  e  $0.21 \pm 0.08\%$ . Ulteriore calo dei valori di C ed N si registra nei livelli basali, con una media di  $0.96 \pm 0.18\%$  e  $0.17 \pm 0.07\%$  rispettivamente.

Il rapporto molare C/N pur presentando lo stesso andamento irregolare registrato per il C e per l'N, mediamente rientra nel campo tra 5 e 10 con un solo incremento deciso nel livello 110-111 cm (15.26). Se si considerano gli stessi intervalli evidenziati per il carbonio e l'azoto si osserva un graduale decremento dalla superficie al fondo, con una media di  $8.03 \pm 1.98$  nei primi 200 cm circa che diminuisce leggermente nella porzione centrale ( $7.92 \pm 1.97$ ) e che subisce un ulteriore calo in quella basale ( $7.10 \pm 1.70$ ).

## 10.14 - Discussione

La carota SESSSO10, prelevata all'interno dello Stretto di Magellano, presenta tenori di  $\text{CaCO}_3$  sempre  $> 10\%$  con percentuali che superano il 40% nei livelli più superficiali (primi 150 cm circa). Tali tenori sono perfettamente confrontabili con quelli rinvenuti in altre carote, MB91-57R (Minozzi, 1999/2000) e SESSSO9 (Borme, 1998/1999) prelevate nello stesso bacino, che presentano in tutta la lunghezza (250 cm e 163 cm rispettivamente) percentuali di carbonato elevate ( $> 40\%$ ). Queste carote, come del resto la carota oggetto dello studio presentano delle serie relativamente più espanse se confrontate con altre carote prelevate in aree limitrofe. Infatti la carota MB91-47, prelevata vicino alla soglia morfologica che regola l'accesso delle acque pacifiche nello Stretto di Magellano, presenta uno spessore carbonatico ridotto (14 cm) con valori di carbonato mediamente attorno al 30%, che decrescono nella parte basale attestandosi tra 2 e 4%. La carota MB91-54R, più interna rispetto al

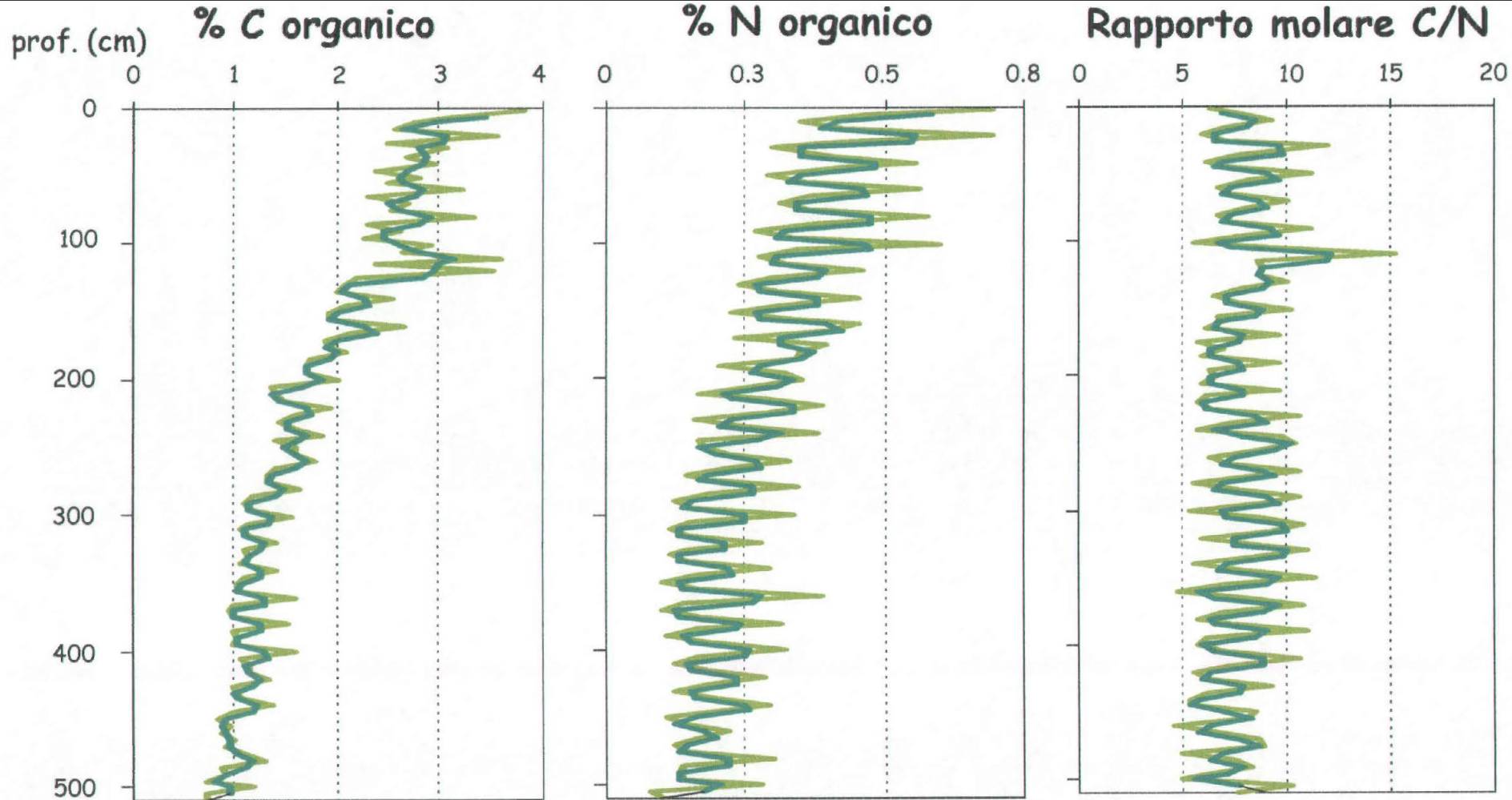


Fig. 10.13.1 - Distribuzione verticale dei valori percentuali del carbonio organico, dell'azoto e del rapporto molare C/N nella carota SS10. In verde chiaro sono rappresentati i valori dei parametri analizzati, mentre in verde scuro la media in base 2 per gli stessi.



livello (cm)	C organico (%)	livello (cm)	C organico (%)
0-2	3.80	255-256	1.59
5-7	3.10	260-261	1.79
10-11	2.76	265-266	1.39
15-16	2.55	270-271	1.30
20-21	3.53	275-276	1.33
25-26	2.48	280-281	1.62
29-30	3.07	285-286	1.18
35-36	2.70	290-291	1.10
40-41	2.95	295-296	1.16
45-46	2.40	300-301	1.54
50-51	2.78	305-306	1.13
55-56	2.50	310-311	1.05
60-61	3.20	315-316	1.15
65-66	2.31	320-321	1.40
70-71	2.67	325-326	1.11
75-76	2.51	330-331	1.12
80-81	3.31	335-336	1.06
85-86	2.30	340-341	1.41
90-91	2.59	345-346	1.10
95-96	2.28	350-351	1.00
100-101	2.91	355-356	1.01
105-106	2.64	360-361	1.57
110-111	3.60	365-366	0.99
115-116	2.37	370-371	0.96
120-121	3.51	375-376	0.97
125-126	2.17	380-381	1.53
130-131	2.06	385-386	1.00
135-136	2.00	390-391	1.03
140-141	2.55	395-396	0.99
145-146	2.07	400-401	1.60
150-151	1.93	405-406	1.05
155-156	1.91	410-411	1.12
160-161	2.65	415-416	1.15
165-166	2.13	420-421	1.34
170-171	1.88	425-426	1.00
175-176	1.92	430-431	1.00
180-181	2.08	435-436	1.05
185-186	1.75	440-441	1.36
190-191	1.68	445-446	0.99
195-196	1.72	450-451	0.82
200-201	2.00	455-456	0.93
205-206	1.34	460-461	0.87
210-211	1.39	465-466	0.99
215-216	1.47	470-471	0.92
220-221	1.92	475-476	1.09
225-226	1.57	480-481	1.28
230-231	1.45	485-486	0.88
235-236	1.58	490-491	0.91
240-241	1.84	495-496	0.71
245-246	1.40	500-501	1.15
250-251	1.57	505-506	0.71
		509-510	0.70

Tab. 10.13.1 - Tabella dei valori relativi alle percentuali di carbonio organico nella carota SESSO10.

livello (cm)	N organico (%)	livello (cm)	N organico (%)
0-2	0.69	255-256	0.22
5-7	0.48	260-261	0.33
10-11	0.35	265-266	0.22
15-16	0.42	270-271	0.15
20-21	0.69	275-276	0.19
25-26	0.41	280-281	0.34
29-30	0.30	285-286	0.18
35-36	0.41	290-291	0.12
40-41	0.56	295-296	0.16
45-46	0.41	300-301	0.34
50-51	0.29	305-306	0.15
55-56	0.36	310-311	0.11
60-61	0.56	315-316	0.15
65-66	0.37	320-321	0.27
70-71	0.31	325-326	0.15
75-76	0.37	330-331	0.12
80-81	0.58	335-336	0.15
85-86	0.37	340-341	0.29
90-91	0.27	345-346	0.16
95-96	0.34	350-351	0.10
100-101	0.60	355-356	0.17
105-106	0.34	360-361	0.39
110-111	0.28	365-366	0.14
115-116	0.32	370-371	0.10
120-121	0.46	375-376	0.17
125-126	0.30	380-381	0.31
130-131	0.24	385-386	0.16
135-136	0.31	390-391	0.11
140-141	0.45	395-396	0.19
145-146	0.32	400-401	0.32
150-151	0.22	405-406	0.17
155-156	0.34	410-411	0.12
160-161	0.45	415-416	0.19
165-166	0.40	420-421	0.28
170-171	0.23	425-426	0.19
175-176	0.39	430-431	0.13
180-181	0.35	435-436	0.20
185-186	0.35	440-441	0.29
190-191	0.20	445-446	0.22
195-196	0.32	450-451	0.11
200-201	0.35	455-456	0.14
205-206	0.26	460-461	0.22
210-211	0.17	465-466	0.17
215-216	0.28	470-471	0.12
220-221	0.39	475-476	0.15
225-226	0.29	480-481	0.30
230-231	0.16	485-486	0.14
235-236	0.25	490-491	0.13
240-241	0.38	495-496	0.14
245-246	0.17	500-501	0.27
250-251	0.18	505-506	0.08
		509-510	0.11

Tab. 10.13.2 - Tabella dei valori relativi alle percentuali di azoto  
nella carota SESSO 10

livello (cm)	Rapporo molare C/N	livello (cm)	Rapporo molare C/N
0-2	6.4	255-256	8.6
5-7	7.6	260-261	6.4
10-11	9.2	265-266	7.4
15-16	7.1	270-271	10.5
20-21	6.0	275-276	8.4
25-26	7.1	280-281	5.6
29-30	11.9	285-286	7.6
35-36	7.8	290-291	10.6
40-41	6.2	295-296	8.7
45-46	6.9	300-301	5.3
50-51	11.2	305-306	8.8
55-56	8.1	310-311	10.7
60-61	6.6	315-316	9.2
65-66	7.4	320-321	5.9
70-71	10.0	325-326	8.9
75-76	8.0	330-331	11.0
80-81	6.7	335-336	8.5
85-86	7.2	340-341	5.6
90-91	11.2	345-346	8.0
95-96	7.9	350-351	11.3
100-101	5.7	355-356	6.9
105-106	9.1	360-361	4.7
110-111	15.3	365-366	8.3
115-116	8.6	370-371	10.8
120-121	8.9	375-376	6.9
125-126	8.6	380-381	5.7
130-131	9.9	385-386	7.3
135-136	7.6	390-391	10.9
140-141	6.6	395-396	6.1
145-146	7.7	400-401	5.8
150-151	10.1	405-406	7.2
155-156	6.7	410-411	10.5
160-161	6.9	415-416	7.3
165-166	6.2	420-421	5.5
170-171	9.5	425-426	6.3
175-176	5.7	430-431	9.3
180-181	6.9	435-436	6.1
185-186	5.9	440-441	5.4
190-191	9.6	445-446	5.3
195-196	6.3	450-451	8.6
200-201	6.6	455-456	8.0
205-206	6.0	460-461	4.7
210-211	9.7	465-466	6.8
215-216	6.1	470-471	8.7
220-221	5.8	475-476	8.8
225-226	6.3	480-481	5.0
230-231	10.5	485-486	7.6
235-236	7.4	490-491	8.3
240-241	5.7	495-496	6.1
245-246	9.9	500-501	4.9
250-251	10.4	505-506	10.3
		509-510	7.8

Tab. 10.13.3 - Tabella dei valori relativi al rapporto molare C/N nella carota SESSO10.

livello (cm)	Rapporo molare C/N	livello (cm)	Rapporo molare C/N
0-2	6.4	255-256	8.6
5-7	7.6	260-261	6.4
10-11	9.2	265-266	7.4
15-16	7.1	270-271	10.5
20-21	6.0	275-276	8.4
25-26	7.1	280-281	5.6
29-30	11.9	285-286	7.6
35-36	7.8	290-291	10.6
40-41	6.2	295-296	8.7
45-46	6.9	300-301	5.3
50-51	11.2	305-306	8.8
55-56	8.1	310-311	10.7
60-61	6.6	315-316	9.2
65-66	7.4	320-321	5.9
70-71	10.0	325-326	8.9
75-76	8.0	330-331	11.0
80-81	6.7	335-336	8.5
85-86	7.2	340-341	5.6
90-91	11.2	345-346	8.0
95-96	7.9	350-351	11.3
100-101	5.7	355-356	6.9
105-106	9.1	360-361	4.7
110-111	15.3	365-366	8.3
115-116	8.6	370-371	10.8
120-121	8.9	375-376	6.9
125-126	8.6	380-381	5.7
130-131	9.9	385-386	7.3
135-136	7.6	390-391	10.9
140-141	6.6	395-396	6.1
145-146	7.7	400-401	5.8
150-151	10.1	405-406	7.2
155-156	6.7	410-411	10.5
160-161	6.9	415-416	7.3
165-166	6.2	420-421	5.5
170-171	9.5	425-426	6.3
175-176	5.7	430-431	9.3
180-181	6.9	435-436	6.1
185-186	5.9	440-441	5.4
190-191	9.6	445-446	5.3
195-196	6.3	450-451	8.6
200-201	6.6	455-456	8.0
205-206	6.0	460-461	4.7
210-211	9.7	465-466	6.8
215-216	6.1	470-471	8.7
220-221	5.8	475-476	8.8
225-226	6.3	480-481	5.0
230-231	10.5	485-486	7.6
235-236	7.4	490-491	8.3
240-241	5.7	495-496	6.1
245-246	9.9	500-501	4.9
250-251	10.4	505-506	10.3
		509-510	7.8

Tab. 10.13.3 - Tabella dei valori relativi al rapporto molare C/N nella carota SESSO10.

bacino studiato, presenta sempre questa tendenza generale, anche se lo spessore con percentuali più ricche di  $\text{CaCO}_3$  (150 cm) mostra valori decisamente più bassi rispetto alla carota SESSSO10 (mediamente attorno al 13%) (Boschetti *et al.*, 1998).

Andamenti simili sono stati riscontrati in carote prelevate a sud dell'imboccatura occidentale dello Stretto di Magellano, dove però lo spessore più ricco di  $\text{CaCO}_3$  risulta particolarmente ridotto. In particolare la carota SESSSO5 (Montesanti, 1998) e C6 (Presti, 1998), presentano tenori molto elevati (> 40%) nei livelli superficiali (primi 30 cm circa) che calano drasticamente attestandosi attorno a valori medi pari a 1% e a 2% rispettivamente, da questo livello fino alla porzione basale.

Come evidenziato da Balsam (1996) e da Ruddiman & McIntyre (1976) per alcune carote prelevate nell'Atlantico settentrionale, intervalli con percentuali elevate di  $\text{CaCO}_3$  nei livelli superficiali, dovrebbero rappresentare la sedimentazione olocenica. In questo caso, la carota SESSSO 10, evidenzia tenori decisamente elevati in tutta la sua lunghezza, che presenta un'età basale di circa 11000 anni B.P.. Quindi tutta la carota registra massimi valori di produttività carbonatica (Milliman, 1993). Probabilmente i cali di  $\text{CaCO}_3$  registrati nella distribuzione verticale sono dovuti a fasi di peggioramento climatico verificatisi nell'Olocene con periodi sfavorevoli allo sviluppo degli organismi carbonatici, accompagnati probabilmente da un aumento del tasso di deposizione del materiale terrigeno (Balsam, 1996).

Per quanto concerne l'andamento del carbonio organico, nella carota SESSSO10 si sono registrati tenori più elevati rispetto a quelli riscontrati in carote situate in aree limitrofe. Tre carote, MB91/47, MB91/40, MB91/54R, prelevate all'interno dello Stretto di Magellano, in particolare la prima vicino alla soglia morfologica che regola l'accesso delle acque pacifiche all'interno dello stretto, le altre due spostate più internamente rispetto al bacino studiato, presentano generalmente valori inferiori. In particolare, la carote MB91/47 mostra tenori < 1% ad eccezione del livello superficiale, con tenori di poco più elevati, mentre le carote 40 e 54R hanno valori compresi tra 2 e 3% nei livelli superficiali (primi 170 e 50 cm rispettivamente) che decrescono verso la base. Montesanti (1998) in uno studio paleoambientale su due carote (SESSSO 4 e 5) prelevate all'interno di un bacino di avantarco situato al largo dell'arcipelago Pacifico Cileno, a sud dell'imboccatura occidentale dello Stretto di Magellano, ha rinvenuto valori di C organico sempre < 0.5%, simili a quelli riscontrati da Presti *et al.* (1998) che, in una carota (C6) raccolta a sud dell'imboccatura occidentale dello Stretto di Magellano hanno rinvenuto tenori di carbonio di poco superiori a quelli di Montesanti sempre inferiori all'1% con una media di  $0.729 \pm 0.127\%$ .

Se si osserva l'andamento del carbonato di calcio e quello del carbonio si vede come, pur essendo quest'ultimo decisamente irregolare, presenta un

andamento generale simile al  $\text{CaCO}_3$ , con i valori massimi nei livelli superficiali, ed una tendenza generale a decrescere nei livelli basali della carota, probabilmente a causa anche di processi di mineralizzazione che questi parametri hanno subito nel tempo. Il rapporto molare C/N, come già accennato presenta un andamento decisamente variabile con valori compresi tra 5 e 10. E' un parametro molto utile per formulare delle ipotesi sulla natura della sostanza organica e quindi sulla sua provenienza, portando a quantificare la preponderanza, o meno, della componente detritica di origine continentale su quella vivente. Valori elevati del rapporto ( $> 10$ ) indicano la prevalenza della componente alloctona, in quanto tipici di piante superiori, mentre valori bassi (mediamente attorno a 6/7) sono tipici di comunità zooplanctoniche e fitoplanctoniche e quindi di ambienti prettamente marini (Stein, 1991).

Mediamente quindi il rapporto molare della carota SESSSO10 è tipico di una sostanza organica autoctona, formata in un ambiente marino, anche se negli intervalli 30-150 cm e 230-410 cm si registrano sporadici aumenti del rapporto molare che superano questo limite ed indicano un aumento degli apporti terrigeni continentali e quindi una sostanza organica alloctona. Questo rapporto, come vedremo nelle discussioni generali (vedi § 10.19) per tale carota assume un importante significato paleoambientale unitamente a tutte le altre variabili considerate.

### 10.15 - Variazioni isotopiche ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )

Le misure del  $\delta^{13}\text{C}$ , eseguite su *Globigerina bulloides*, (Tab. 10.15.1) mostrano un valore minimo di  $-0.14\text{‰}$ , individuato nella parte basale della carota (livello 465-466 cm), ed un massimo di  $+3.431\text{‰}$ , rinvenuto nella porzione centrale (livello 225-226 cm), con una variazione assoluta, tra i due valori, di  $3.291\text{‰}$ .

Se si osserva l'andamento del  $\delta^{13}\text{C}$  nella figura 10.15.1 si nota che nell'intervallo compreso tra 0 e 200 cm circa i valori sono compresi tra 1 e  $2\text{‰}$ ; nel livello compreso tra 200-230 cm, si osservano degli aumenti del  $\delta^{13}\text{C}$  con valori superiori a  $2\text{‰}$ ; al di sotto di tale limite, pur presentando sempre un tenore altalenante, si registra un graduale decremento fino ai livelli basali.

Per quanto concerne i valori del  $\delta^{18}\text{O}$ , questi vanno da un minimo di  $0.385\text{‰}$  (livello 355-356 cm) ad un massimo di  $1.619\text{‰}$  (livello 225-226 cm). La variazione assoluta che intercorre tra i due valori è del  $1.234\text{‰}$  ed è da attribuire sia alla variazione nella composizione isotopica dell'acqua, sia alla variazione di temperatura che si registra al passaggio da un evento climatico glaciale ad uno interglaciale, oppure semplicemente, da una fase climatica fredda ad una temperata/calda. Anche in questo caso si registra un andamento (Fig. 10.15.1) decisamente irregolare dai livelli superficiali al fondo, con valori compresi tra

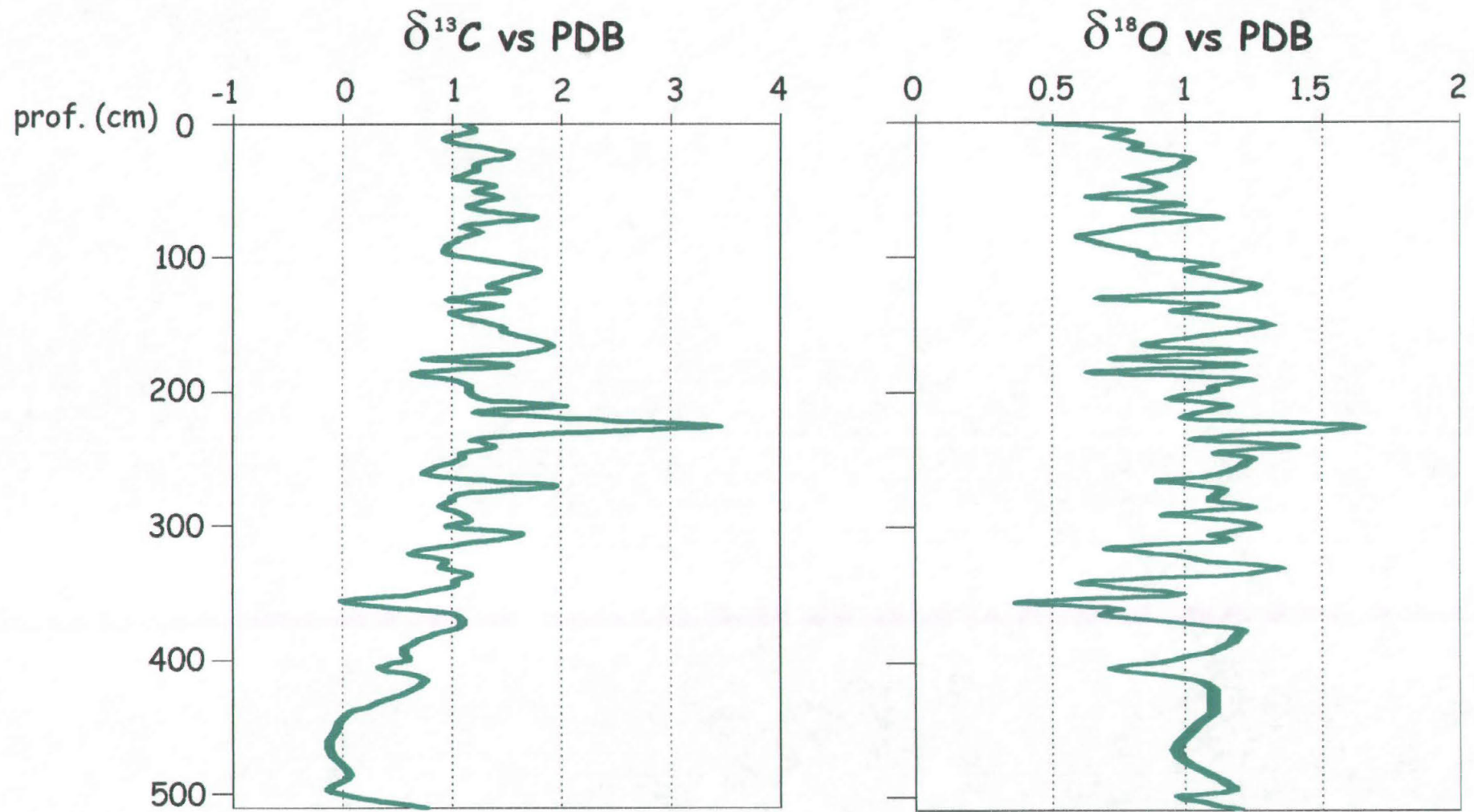


Fig. 10.15.1 - Distribuzione verticale dell'isotopo del carbonio e dell'ossigeno.

livello (cm)	delta <sup>13</sup> C vs PDB	delta <sup>18</sup> O vs PDB
0-2	1.123	0.476
5-7	1.176	0.781
10-11	0.941	0.716
15-16	1.055	0.813
20-21	1.510	0.825
25-26	1.491	0.997
29-30	1.242	0.989
35-36	1.218	0.922
40-41	1.033	0.774
45-46	1.363	0.880
50-51	1.231	0.873
55-56	1.423	0.641
60-61	1.161	0.967
65-66	1.314	0.814
70-71	1.745	1.110
75-76	1.111	0.874
80-81	1.258	0.711
85-86	1.066	0.605
95-96	0.942	0.825
100-101	1.220	0.867
105-106	1.582	1.087
110-111	1.769	1.007
120-121	1.351	1.247
125-126	1.501	1.183
130-131	0.977	0.671
135-136	1.423	1.102
140-141	0.991	0.956
145-146	1.122	1.159
150-151	1.443	1.307
155-156	1.499	1.175
165-166	1.918	0.849
170-171	1.702	1.228
175-176	0.765	0.736
180-181	1.538	1.193
185-186	0.664	0.651
190-191	1.007	1.223
195-196	1.145	1.115
200-201	1.167	1.081
205-206	1.303	0.935
210-211	2.044	1.153
215-216	1.231	1.036
220-221	2.391	1.012
225-226	3.431	1.619
230-231	2.032	1.430
235-236	1.212	1.020
240-241	1.383	1.400
245-246	1.103	1.114
250-251	1.048	1.241
260-261	0.755	1.114
265-266	1.230	0.898
270-271	1.936	1.109
275-276	1.078	1.114
280-281	0.989	1.096
285-286	0.915	1.227
290-291	1.068	0.915
295-296	1.155	1.187
300-301	0.979	1.246
305-306	1.614	1.092
310-311	1.435	1.130
315-316	0.874	0.714
320-321	0.639	0.931
325-326	0.940	1.077
330-331	0.908	1.332
335-336	1.158	1.172
340-341	1.016	0.630
345-346	0.991	0.791
350-351	0.610	0.962
355-356	0.003	0.385
360-361	0.375	0.748
365-366	1.011	0.688
375-376	1.052	1.184
380-381	0.844	1.180
390-391	0.568	1.119
400-401	0.604	0.912
405-406	0.329	0.724
415-416	0.738	1.061
435-436	0.229	1.092
440-441	0.044	1.080
465-466	-0.140	0.956
485-486	0.057	1.092
495-496	-0.112	1.159
500-501	0.020	0.974
509-510	0.760	1.187

Tab. 10.15.1 - Tabella dei valori relativi agli isotopi del carbonio e dell'ossigeno nella carota SESSSO10.



0.5-1‰ nei primi 100 cm di carota, che tendono ad aumentare nella porzione centrale, dove si registra il valore massimo riscontrato per il  $\delta^{18}\text{O}$ , per poi calare al di sotto dei 330 cm, in cui viene registrato il minimo, fino ad attestarsi attorno all'1‰ circa, negli ultimi 100 cm di carota.

## 10.16 - Discussione

Come già accennato, le variazioni verticali del  $\delta^{18}\text{O}$  all'interno della carota (Fig. 10.15.1) presentano un andamento decisamente molto variabile dai livelli superficiali al fondo. Le oscillazioni che si registrano non risultano però essere molto significative; per una serie di motivazioni non ulteriore quella dovuta ad errori strumentali o manuali, si è preferito prendere in considerazione solo le variazioni più marcate che presentano un differenza di regola superiore ad 1 $\delta$ . Nel caso dell'ossigeno si osserva dalla base della carota verso i livelli superficiali ed in particolare nell'intervallo 510-355.5 cm, un primo calo, con una differenza di 0.802‰; dai 355.5 ai 225.5 cm si ha un aumento del rapporto isotopico, con una variazione assoluta di 1.234‰; da questo livello fino alla superficie della carota si registra una nuova deflessione negativa dei valori del  $\delta^{18}\text{O}$  con una differenza di 1.143‰. Poiché le variazioni di composizione isotopica registrate dal  $\text{CaCO}_3$  del guscio dei foraminiferi, può essere attribuita a variazioni climatiche, o quanto meno a variazioni di composizione isotopica dell'acqua, che, a loro volta possono risultare più o meno direttamente riferibili ad episodi climatici, possiamo ipotizzare che le variazioni del  $\delta^{18}\text{O}$  all'interno della carota SESSO10 siano legate a fasi di miglioramento e di peggioramento del clima. In particolare, si passa dalla base della carota al livello 355.5 cm verso una fase di miglioramento climatico, che potrebbe essere riferito all'"optimum" climatico olocenico (10000-8000 anni B.P.). Quindi si registra un peggioramento che ha il suo culmine in corrispondenza del livello 225-226 cm, per tornare in una fase di miglioramento verso i livelli superficiali e quindi nel periodo attuale.

L'andamento del  $\delta^{13}\text{C}$  è simile a quello registrato per l'ossigeno. In questo caso la variazione assoluta più significativa si ha tra i 355.5 e i 225.5 cm con una differenza di 3.428‰ e tra questo livello e la superficie con una differenza di 2.308‰. La composizione isotopica del carbonio nel carbonato dipende solo in minima parte dalla temperatura, mentre è strettamente legata alla composizione isotopica del carbonio inorganico totale disciolto ( $\text{DIC} = \sum \text{CO}_2$ ) nell'acqua di mare. Tra i fattori principali che possono far variare la composizione isotopica del  $\sum \text{CO}_2$ , come dettagliatamente descritto nel cap. 6, ricordiamo gli apporti fluviali e i processi fotosintetici e di respirazione (produttività) (Emrich *et al.*, 1970). Ecco che in questo caso il picco negativo del  $\delta^{13}\text{C}$ , che corrisponde per altro a quello dell'ossigeno, potrebbe essere legato ad apporti di acque

continentali normalmente ricche in carbonio organico. Al contrario, l'aumento dei tenori del  $\delta^{13}\text{C}$ , sempre in corrispondenza degli aumenti del  $\delta^{18}\text{O}$ , potrebbero indicare una fase di peggioramento climatico, con probabile espansione dei ghiacciai e il conseguente calo degli apporti continentali. Il  $\delta^{13}\text{C}$  si stabilizza verso i livelli superficiali, con tenori medi compresi tra 1 e 2, rispetto i due picchi (negativo e positivo) registrati precedentemente ad indicare probabilmente una situazione meno soggetta a forti variazioni, che rispecchia sempre più le caratteristiche del clima attuale.

## 10.17 - Analisi statistica multivariata

Anche per la carota SS10 è stata effettuata un'analisi statistica multivariata al fine di semplificare la lettura dei diversi parametri analizzati.

Come per la carota ADR1 questo tipo di indagine è stata eseguita sulle singole percentuali delle classi granulometriche, suddivise in intervalli di  $\frac{1}{2}$  unità  $\phi$ , sulle frazioni sabbioso-pelitica ( $< 2 \text{ mm}$ ) e sulla frazione argillosa ( $< 2 \mu\text{m}$ ) suddivisa nelle percentuali di illite, smectite, e clorite.

Infatti nuovamente questi parametri e soprattutto le granulometrie hanno permesso una buona interpretazione dei dati.

In entrambi i casi i dati rappresentano termini percentuali, la cui somma è pari a 100%, quindi non è stato necessario standardizzare i dati per portarli ad uno stesso intervallo numerico inoltre per entrambi i parametri è stata applicata l'analisi fattoriale in modo Q, secondo il metodo delle componenti principali, imponendo una rotazione ortogonale (varimax) degli assi di riferimento, in modo tale da rendere più chiara e semplice la matrice dei risultati.

Per quanto concerne i dati granulometrici sono stati estratti due fattori con "*eigenvalue*"  $> 1$ , che esplicano il 95.7% della varianza totale tra i campioni.

Il fattore I esprime il 51.61% della varianza totale, mentre il fattore II ne spiega il 44.09%.

In tabella 10.17.1 è riportata l'analisi fattoriale sulle percentuali granulometriche della carota SS10 e in particolare sono riportati i pesi dei due fattori con evidenziati, in due colori differenti, i pesi dei fattori prevalenti.

Il fattore I costituisce il componente di maggior peso in 59 livelli, il fattore II in 42 livelli.

In figura 10.17.1 sono riportati gli spettri dimensionali degli "*endmember*", cioè dei campioni ideali, che spiegano la globalità dell'informazione con un solo fattore. Considerando il campione tal quale, cioè sia la sabbia che la pelite, si osserva come esiste una differenza granulometrica tra i sedimenti rappresentati dai due fattori. Infatti l'*endmember* del fattore I è caratterizzato da un sedimento decisamente fine, con una moda in corrispondenza dei  $8\phi$  cioè nel

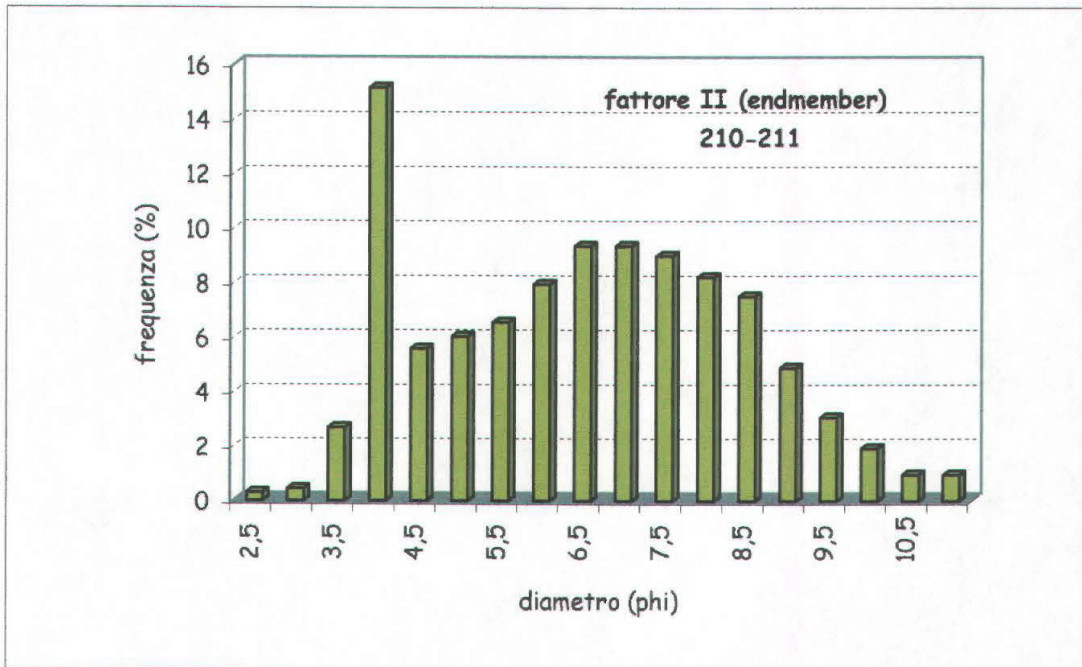
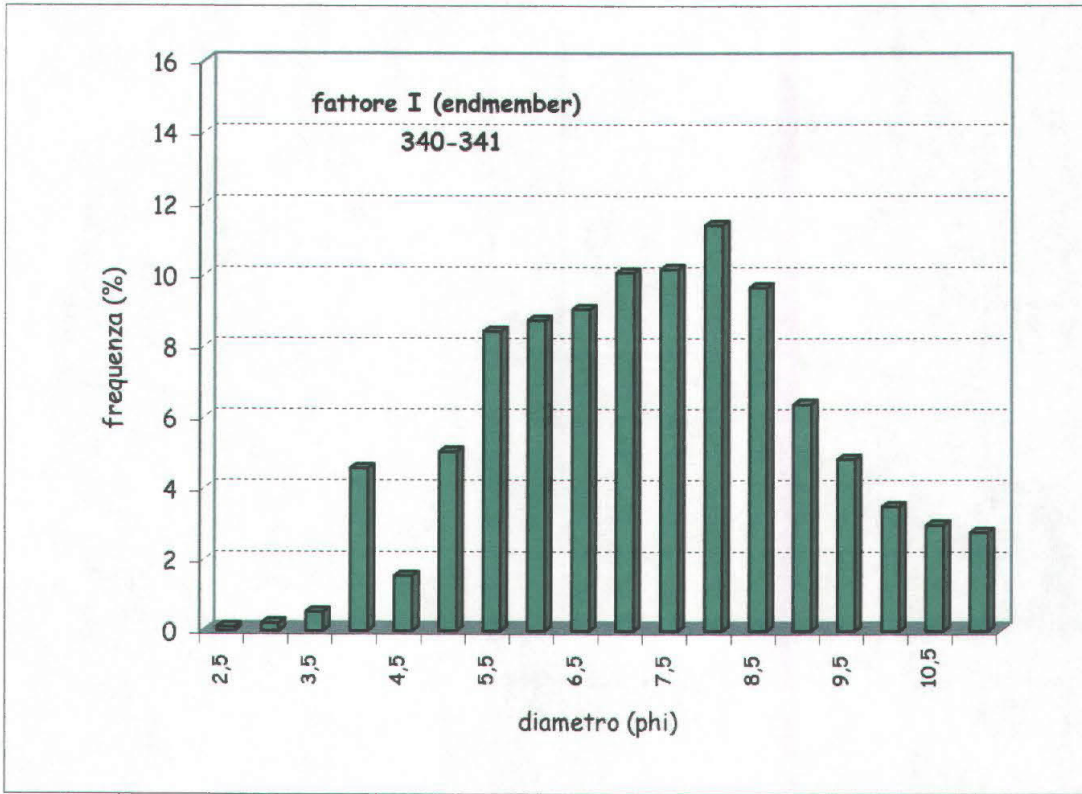


Fig. 10.17.1 - Spettri dimensionali degli "endmember" (campioni ideali) per i fattori I e II relativi alla frazione < 2mm.

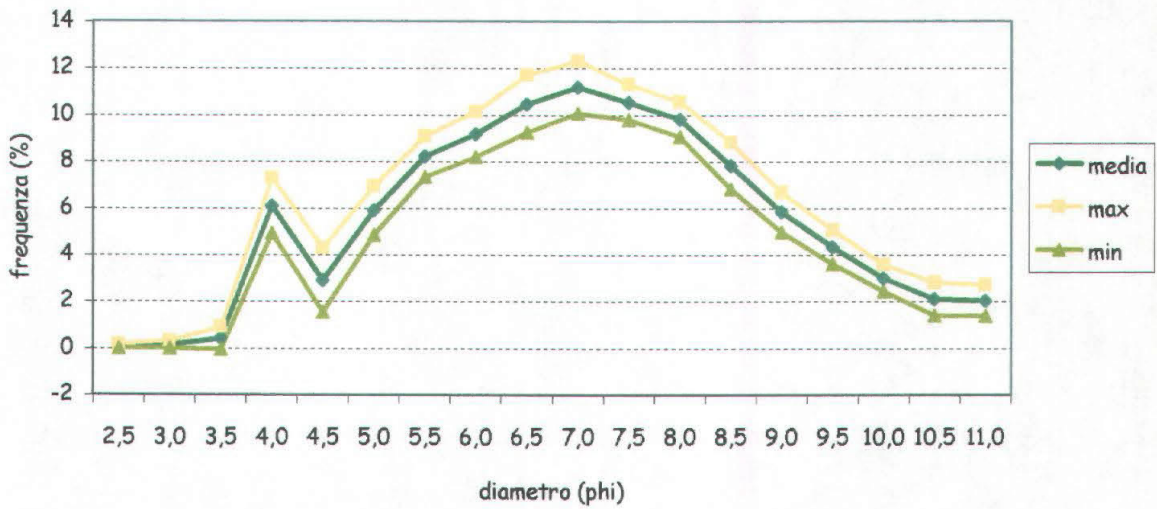
campo delle silt molto fine. La sabbia è presente con percentuali basse ed è concentrata soprattutto nella classe dei  $4\phi$ , quindi è una sabbia molto fine. L'*endmember* del fattore II è rappresentato da un sedimento leggermente più grossolano, con la moda attorno ai  $6.5\phi$ , campo del silt fine, ed ha percentuali di sabbia superiori al precedente, concentrate sempre nella classe della sabbia molto fine.

livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2
0-2	0.78	0.60	130-131	0.63	0.76	260-261	0.46	0.85	390-391	0.87	0.43
5-7	0.47	0.74	135-136	0.76	0.60	265-266	0.47	0.87	395-396	0.85	0.50
10-11	0.62	0.73	140-141	0.80	0.59	270-271	0.59	0.78	400-401	0.87	0.45
15-16	0.66	0.70	145-146	0.72	0.67	275-276	0.66	0.74	405-406	0.88	0.46
20-21	0.73	0.61	150-151	0.60	0.79	280-281	0.62	0.74	410-411	0.82	0.56
25-26	0.61	0.74	155-156	0.64	0.75	285-286	0.65	0.73	415-416	0.86	0.48
29-30	0.64	0.71	160-161	0.79	0.58	290-291	0.78	0.59	420-421	0.81	0.57
35-36	0.69	0.66	165-166	0.67	0.71	295-296	0.58	0.80	425-426	0.86	0.48
40-41	0.77	0.59	170-171	0.70	0.70	300-301	0.88	0.42	430-431	0.84	0.52
45-46	0.73	0.64	175-176	0.75	0.64	305-306	0.80	0.58	435-436	0.72	0.67
50-51	0.74	0.63	180-181	0.80	0.56	310-311	0.79	0.57	440-441	0.70	0.66
55-56	0.70	0.69	185-186	0.59	0.79	315-316	0.82	0.55	445-446	0.79	0.59
60-61	0.69	0.70	190-191	0.58	0.79	320-321	0.85	0.48	450-451	0.87	0.46
65-66	0.70	0.71	195-196	0.58	0.80	325-326	0.78	0.61	455-456	0.85	0.51
70-71	0.57	0.80	200-201	0.73	0.58	330-331	0.76	0.62	460-461	0.63	0.65
75-76	0.67	0.74	205-206	0.43	0.88	335-336	0.80	0.57	465-466	0.76	0.64
80-81	0.79	0.59	210-211	0.32	0.90	340-341	0.90	0.40	470-471	0.82	0.56
85-86	0.67	0.71	215-216	0.51	0.84	345-346	0.78	0.60	475-476	0.72	0.64
90-91	0.61	0.78	220-221	0.53	0.79	350-351	0.79	0.59	480-481	0.78	0.60
95-96	0.63	0.75	225-226	0.43	0.89	355-356	0.83	0.52	485-486	0.83	0.54
100-101	0.71	0.69	230-231	0.46	0.87	360-361	0.83	0.53	490-491	0.70	0.69
105-106	0.64	0.75	235-236	0.52	0.85	365-366	0.88	0.42	495-496	0.74	0.60
110-111	0.61	0.79	240-241	0.39	0.88	370-371	0.85	0.52	500-501	0.78	0.57
115-116	0.69	0.71	245-246	0.37	0.89	375-376	0.82	0.53	505-506	0.78	0.59
120-121	0.72	0.68	250-251	0.61	0.77	380-381	0.78	0.57	509-510	0.86	0.48
125-126	0.67	0.72	255-256	0.67	0.67	385-386	0.89	0.43			

Tab. 10.17.1 - Analisi fattoriale eseguita sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione < 2mm nella carota SESSSO10. In sfondo grigio sono evidenziati i pesi del fattore prevalente.

L'analisi delle curve medie di frequenza dei due gruppi di campioni (Fig. 10.17.2) rispecchia l'andamento dell'*endmember* per ogni singolo fattore, anche se le differenze tra le mode sono meno marcate e anche le percentuali di sabbia si discostano di meno. Il fattore I è costituito da un sedimento con percentuali medie di sabbia, silt e argilla pari a  $6.4\pm 0.02\%$ ,  $77.9\pm 0.02\%$  e  $15.7\pm 0.03\%$  rispettivamente, mentre il fattore II è caratterizzato da tenori in sabbia, silt e argilla rispettivamente di  $11\pm 0.02\%$ ,  $78.2\pm 0.03\%$  e  $10.8\pm 0.02\%$ . Quindi i due fattori pur avendo tenori simili nella frazione siltosa, presentano differenze

**Analisi fattoriale SS10 - F1  
sedimento tal quale**



**Analisi fattoriale SS10 - F2  
sedimento tal quale**

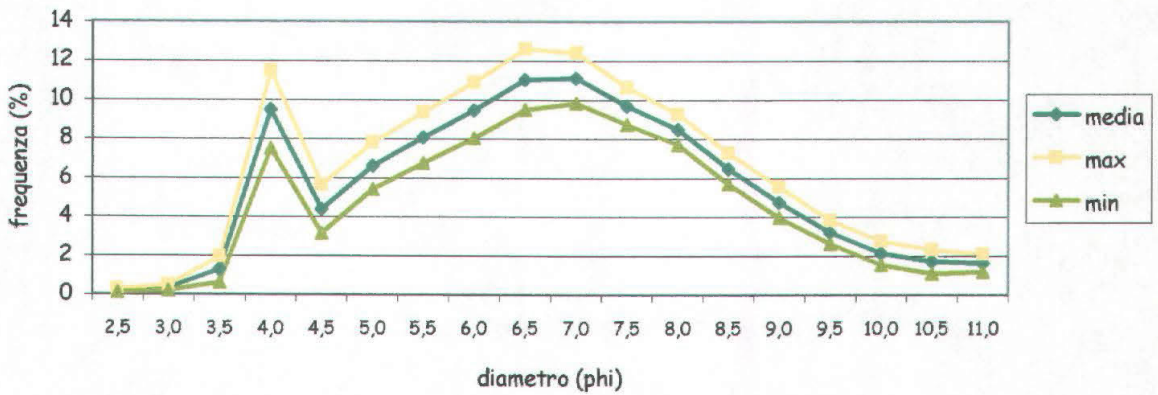


Fig. 10.17.2 - Curve medie di frequenza granulometrica dei fattori I e II per la frazione < 2mm.

anche se non molto accentuate nelle altre due componenti, quella sabbiosa e quella argillosa. Nel fattore I infatti si hanno tenori in argilla più elevati rispetto al fattore II con percentuali medie di sabbia più basse.

Dalla figura 10.17.3 si osserva un intreccio tra i due fattori con la prevalenza del fattore II nella parte terminale della carota, fino a circa 300 cm, da questo livello ai 200 cm prevale il fattore I, quindi negli ultimi 200 cm i due fattori si intrecciano in maniera abbastanza regolare.

E' stata applicata l'analisi fattoriale anche per i minerali argillosi. Anche in questo caso sono stati estratti due fattori con "eigenvalue" >1, che esplicano il 100% della varianza totale tra i campioni.

Il fattore I esprime il 54.13% della varianza totale, mentre il fattore II ne spiega il 45.87%. In tabella 10.17.2 Sono riportati i pesi dei due fattori per i minerali argillosi della carota SS10 evidenziando, in due colori differenti, i pesi dei fattori prevalenti.

livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2
0-2	0.72	0.69	170-171	0.61	0.79	340-341	0.82	0.58
10-11	0.46	0.89	180-181	0.77	0.64	350-351	0.77	0.63
20-21	0.72	0.69	190-191	0.50	0.87	360-361	0.88	0.47
29-30	0.50	0.87	200-201	0.54	0.84	370-371	0.80	0.60
40-41	0.61	0.79	210-211	0.61	0.79	380-381	0.83	0.56
50-51	0.72	0.69	220-221	0.65	0.76	390-391	0.77	0.63
60-61	0.72	0.69	230-231	0.86	0.52	400-401	0.83	0.56
70-71	0.80	0.60	240-241	0.61	0.79	410-411	0.77	0.64
80-81	0.84	0.54	250-251	0.61	0.79	420-421	0.83	0.56
90-91	0.79	0.61	260-261	0.54	0.84	430-431	0.71	0.71
100-101	0.72	0.69	270-271	0.61	0.79	440-441	0.78	0.63
110-111	0.84	0.54	280-281	0.61	0.79	450-451	0.81	0.59
120-121	0.85	0.52	290-291	0.80	0.60	460-461	0.78	0.62
130-131	0.67	0.75	300-301	0.78	0.62	470-471	0.73	0.68
140-141	0.61	0.79	310-311	0.80	0.60	480-481	0.78	0.62
150-151	0.85	0.52	320-321	0.79	0.61	490-491	0.83	0.55
160-161	0.68	0.73	330-331	0.72	0.69	500-501	0.79	0.61
						509-510	0.78	0.62

Tab. 10.17.2 - Analisi fattoriale sulle percentuali dei minerali argillosi (< 2 $\mu$ m) nella carota SESSSO10. In sfondo grigio sono evidenziati i pesi del fattore prevalente.

Il fattore I costituisce il componente di maggior peso in 36 livelli, il fattore II in 16 livelli.

Come si osserva dalla figura 10.17.3, l'andamento è abbastanza simile a quello riscontrato per le granulometrie, anche se in questo caso si ha la dominanza del fattore I nella parte basale della carota, fino a circa 300 cm

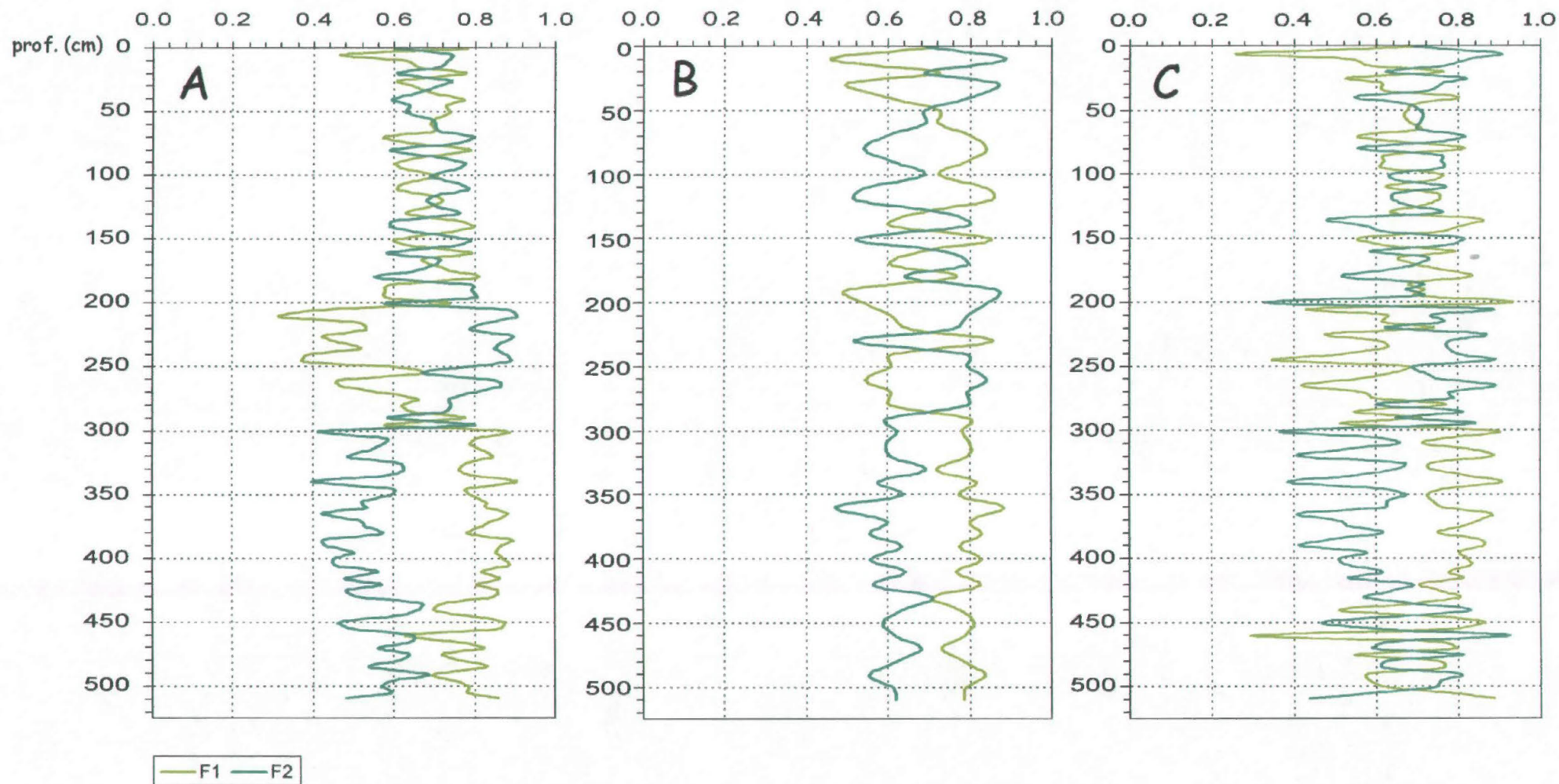


Fig. 10.17.3 - Analisi fattoriale eseguita sulla distribuzione granulometrica di frequenza relativa alla frazione <2mm (A), sui valori percentuali dei minerali argillosi (B) e sulla distribuzione granulometrica della frazione <63µm (C) nella carota SESSSO10.

circa, mentre da questo livello in poi i due fattori si intrecciano con continuità fino alla sommità della carota.

Vista l'elevata percentuale di organico riscontrata nella frazione sabbiosa si è pensato di effettuare un'analisi statistica fattoriale della sola componente pelitica, ricalcolata a 100%. In realtà anche se si osservano delle differenze, queste non sono particolarmente marcate e infatti si riscontra un andamento abbastanza simile a quello rinvenuto per il sedimento tal quale.

Anche in questo caso sono stati estratti due fattori con "eigenvalue" > 1, che spiegano il 95.75% della varianza totale tra i campioni. Il fattore I esprime il 49.95% della varianza totale, mentre il fattore II ne spiega il 45.8%.

livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2	livello (cm)	F1	F2
0-2	0.71	0.69	130-131	0.64	0.76	260-261	0.55	0.76	390-391	0.86	0.42
5-7	0.26	0.90	135-136	0.85	0.49	265-266	0.42	0.89	395-396	0.80	0.57
10-11	0.52	0.83	140-141	0.81	0.57	270-271	0.57	0.78	400-401	0.82	0.51
15-16	0.59	0.77	145-146	0.74	0.63	275-276	0.60	0.78	405-406	0.83	0.53
20-21	0.76	0.62	150-151	0.56	0.81	280-281	0.77	0.60	410-411	0.78	0.62
25-26	0.53	0.81	155-156	0.62	0.77	285-286	0.55	0.81	415-416	0.81	0.53
29-30	0.61	0.76	160-161	0.79	0.58	290-291	0.71	0.65	420-421	0.71	0.69
35-36	0.62	0.73	165-166	0.66	0.73	295-296	0.52	0.84	425-426	0.76	0.63
40-41	0.80	0.55	170-171	0.69	0.70	300-301	0.89	0.37	430-431	0.80	0.57
45-46	0.69	0.68	175-176	0.77	0.62	305-306	0.80	0.58	435-436	0.70	0.68
50-51	0.68	0.70	180-181	0.83	0.52	310-311	0.71	0.66	440-441	0.51	0.83
55-56	0.67	0.71	185-186	0.68	0.71	315-316	0.84	0.51	445-446	0.74	0.65
60-61	0.68	0.71	190-191	0.72	0.67	320-321	0.88	0.41	450-451	0.87	0.47
65-66	0.70	0.70	195-196	0.70	0.71	325-326	0.73	0.67	455-456	0.77	0.62
70-71	0.55	0.82	200-201	0.93	0.33	330-331	0.73	0.65	460-461	0.30	0.92
75-76	0.67	0.74	205-206	0.44	0.87	335-336	0.82	0.55	465-466	0.75	0.64
80-81	0.82	0.55	210-211	0.63	0.74	340-341	0.91	0.38	470-471	0.79	0.59
85-86	0.62	0.76	215-216	0.61	0.76	345-346	0.78	0.60	475-476	0.55	0.81
90-91	0.62	0.76	220-221	0.74	0.62	350-351	0.72	0.67	480-481	0.75	0.63
95-96	0.61	0.76	225-226	0.48	0.86	355-356	0.74	0.63	485-486	0.76	0.62
100-101	0.76	0.63	230-231	0.61	0.78	360-361	0.76	0.62	490-491	0.58	0.80
105-106	0.73	0.66	235-236	0.63	0.77	365-366	0.88	0.41	495-496	0.58	0.75
110-111	0.62	0.77	240-241	0.52	0.80	370-371	0.85	0.51	500-501	0.63	0.74
115-116	0.75	0.64	245-246	0.35	0.89	375-376	0.81	0.54	505-506	0.78	0.58
120-121	0.75	0.64	250-251	0.68	0.69	380-381	0.75	0.62	509-510	0.89	0.44
125-126	0.71	0.68	255-256	0.63	0.72	385-386	0.85	0.48			

Tab. 10.17.3 - Analisi fattoriale eseguita sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione < 63 $\mu$ m nella carota SESSO10. In sfondo grigio sono evidenziati i pesi del fattore prevalente.

In tabella 10.17.3 è riportata l'analisi fattoriale sulle percentuali granulometriche della sola pelite e in particolare sono riportati i pesi dei due fattori con evidenziati, in due colori differenti, i pesi dei fattori prevalenti.



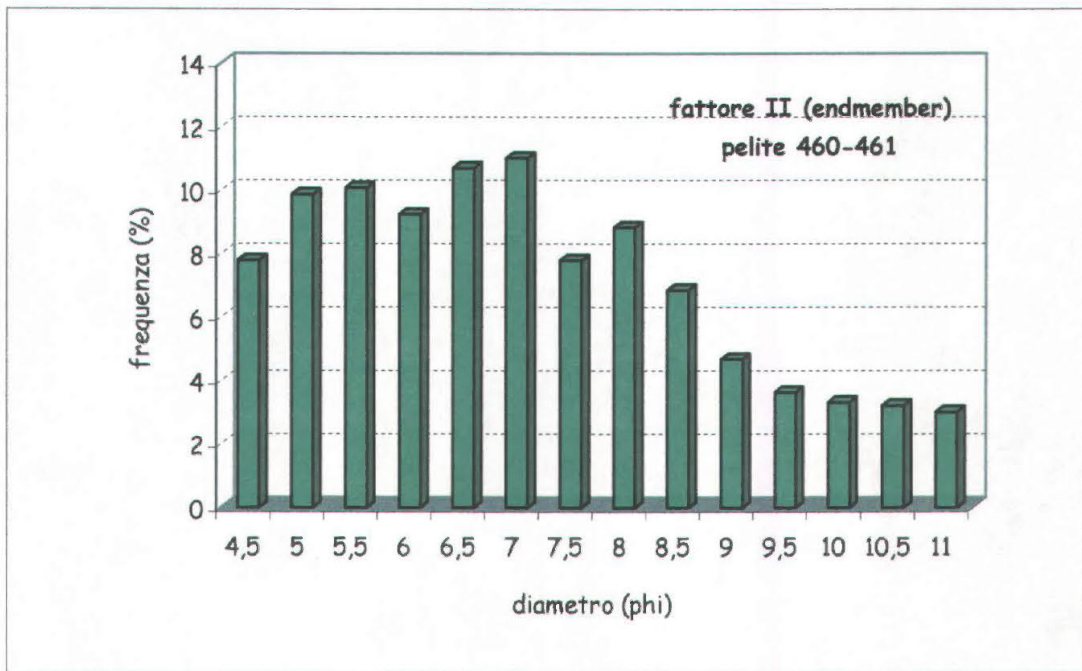
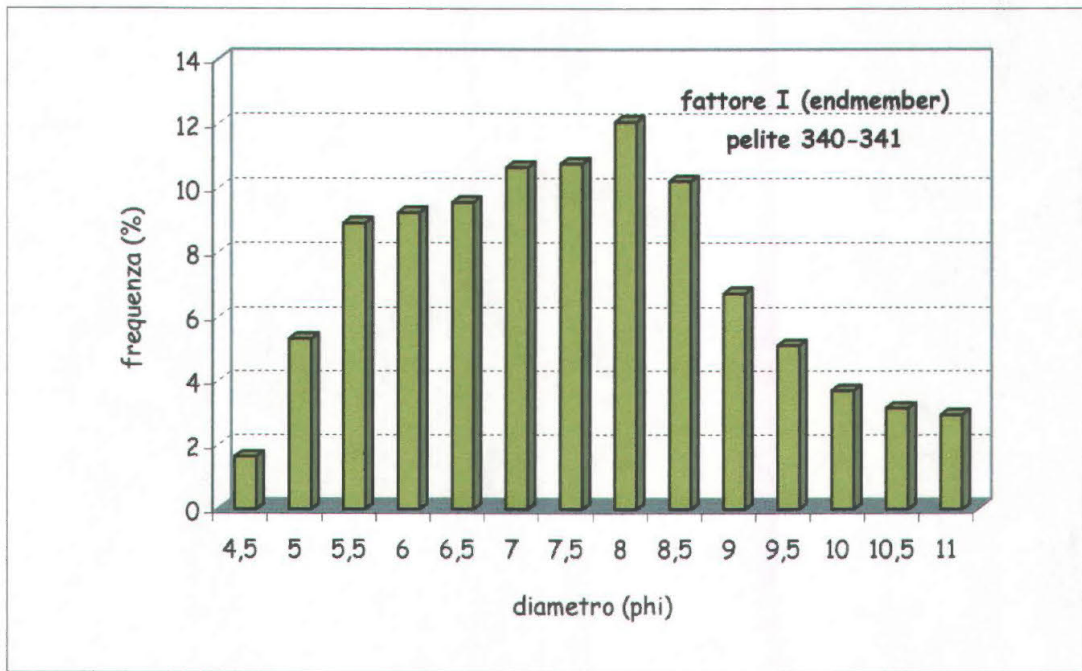


Fig. 10.17.4 - Spettri dimensionali degli "endmember" (campioni ideali) per i fattori I e II della carota SESSO10 considerando la sola pelite.

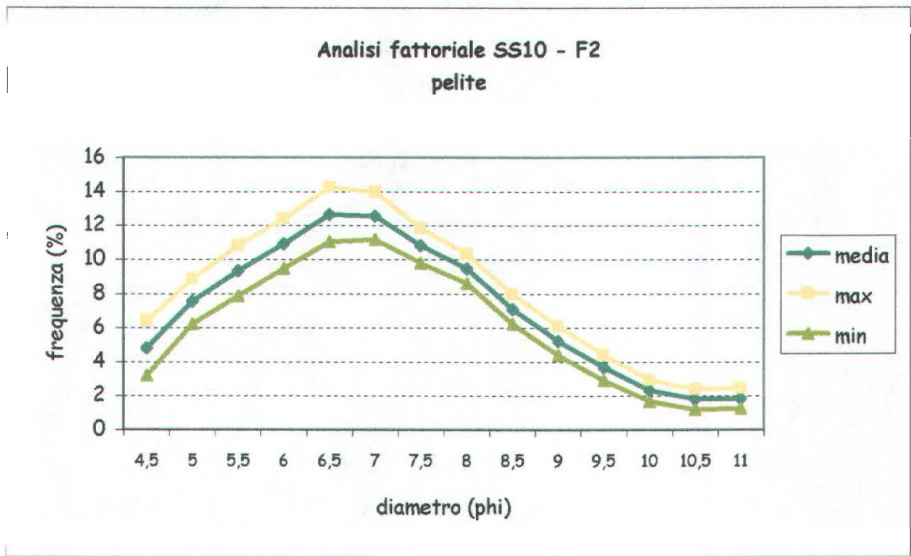
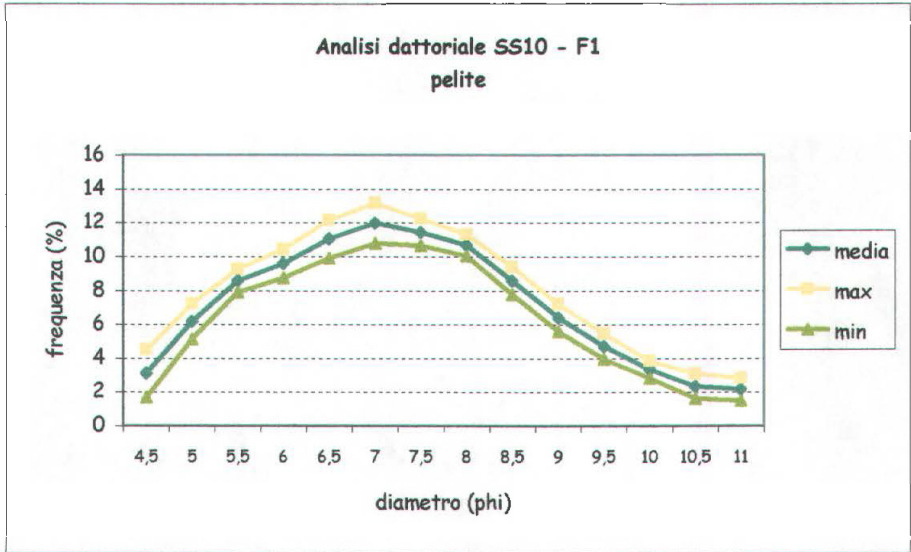


Fig. 10.17.5 - Curve di frequenza dei fattori I e II della carota SESSO10 considerano la sola pelite.

Il fattore I costituisce il componente di maggior peso in 58 livelli, il fattore II in 45 livelli.

In figura 10.17.4 sono riportati gli spettri dimensionali degli "endmember", cioè dei campioni ideali, che spiegano la globalità dell'informazione con un solo fattore. In questo caso si osserva come esiste una differenza granulometrica, pur non marcata, tra i sedimenti rappresentati dai due fattori. Infatti l'endmember del fattore I è caratterizzato da un sedimento decisamente più fine, con una moda in corrispondenza dei  $8 \phi$  cioè nel campo delle silt molto fine. L'endmember del fattore II è rappresentato da un sedimento leggermente più grossolano, con la moda attorno ai  $7\phi$ , campo del silt fine.

L'analisi delle curve medie di frequenza dei due gruppi di campioni (Fig. 10.17.5) rispecchiano l'andamento dell'endmember per ogni singolo fattore, anche se le differenze tra le mode risultano meno marcate.

## 10.18 - DISCUSSIONE GENERALE - CAROTA SESSSO95 10

L'insieme dei dati granulometrici, mineralogici, micropaleontologici, geochimico-isotopici con l'ausilio delle datazioni radiometriche e dell'analisi statistica multivariata, hanno permesso di ricostruire le variazioni paleoclimatiche tardo-quadernarie registrate dalla carota SESSSO 10.

In particolare si possono distinguere quattro principali fasi (Fig. 10.18.1) climatiche di seguito descritte schematicamente:

1) L'intervallo basale (510-420 cm) ha un età probabile compresa tra 11500-10000 anni B.P. circa. E' caratterizzato da un sedimento siltoso con percentuali di argilla attorno al 17% e scarsi contenuti in sabbia (5% circa). I parametri analizzati (argille, isotopi, sostanza organica, suscettività magnetica) mostrano un andamento decisamente costante, anche se spesso irregolare. Il carbonato di calcio presenta degli aumenti proprio in questa porzione basale e il rapporto molare C/N ha valori  $< 10$  ad indicare scarsi apporti continentali e la presenza di una sostanza organica prevalentemente marina (Stein, 1991). Tale dato è suffragato anche da Ritchie & Haynes (1987) e da Fobre & Petit-Maire (1988), che evidenziano come la prima parte dell'Olocene è stata marcata da una diminuzione nella quantità totale delle precipitazioni soprattutto in Nord America e nella fascia monsonica di Asia e Africa.

Zubakov & Borzenkova (1990), proposero una suddivisione dell'Olocene, riferibile in particolare all'emisfero boreale, in tre unità principali: Anathermal, Megathermal e Katathermal, suddivisione già proposta da Chiarugi (1936).

L'Anathermal con un età compresa tra i 16000 e i 9000 anni evidenzia un generale miglioramento climatico dopo l'Ultimo Massimo Glaciale, che viene però

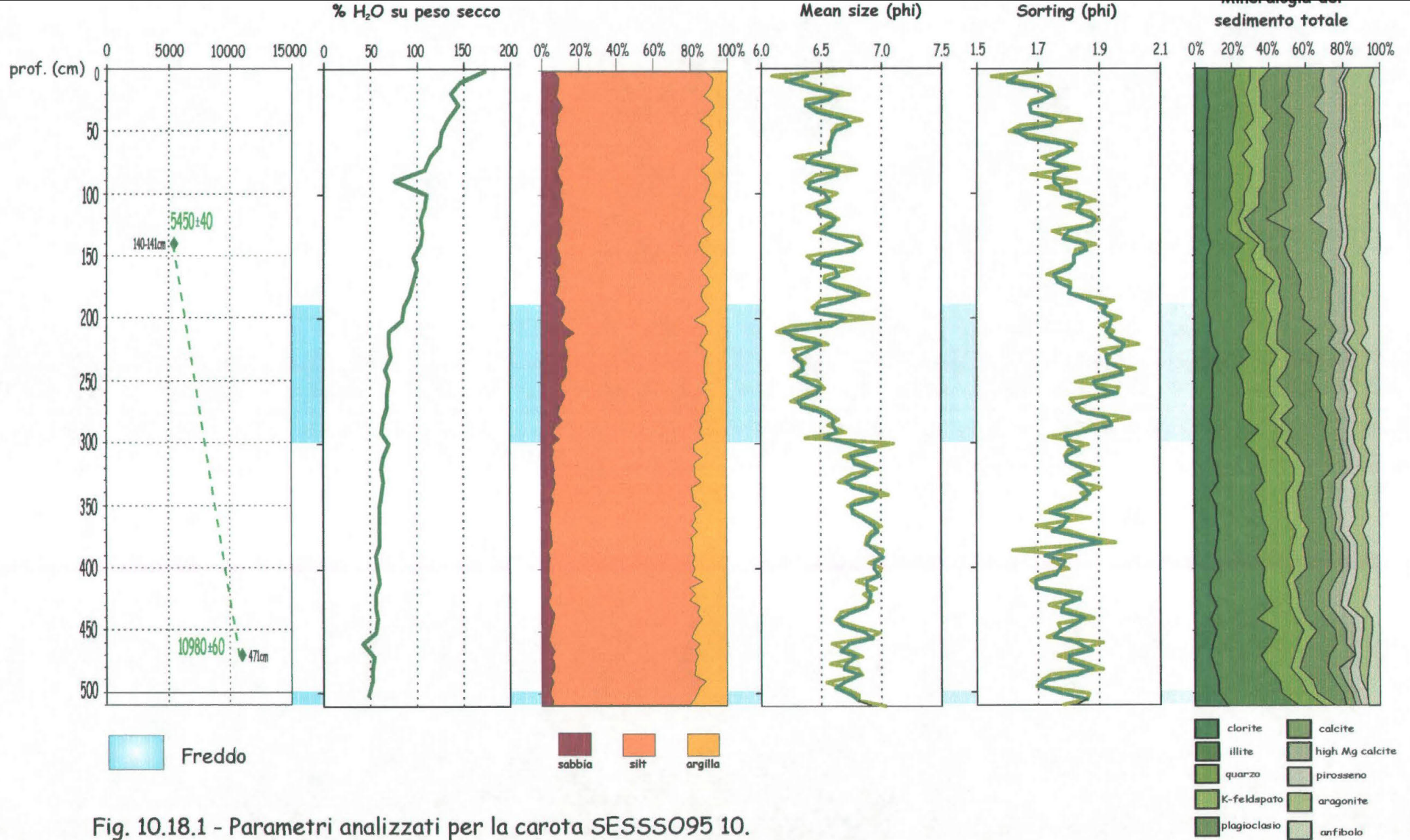
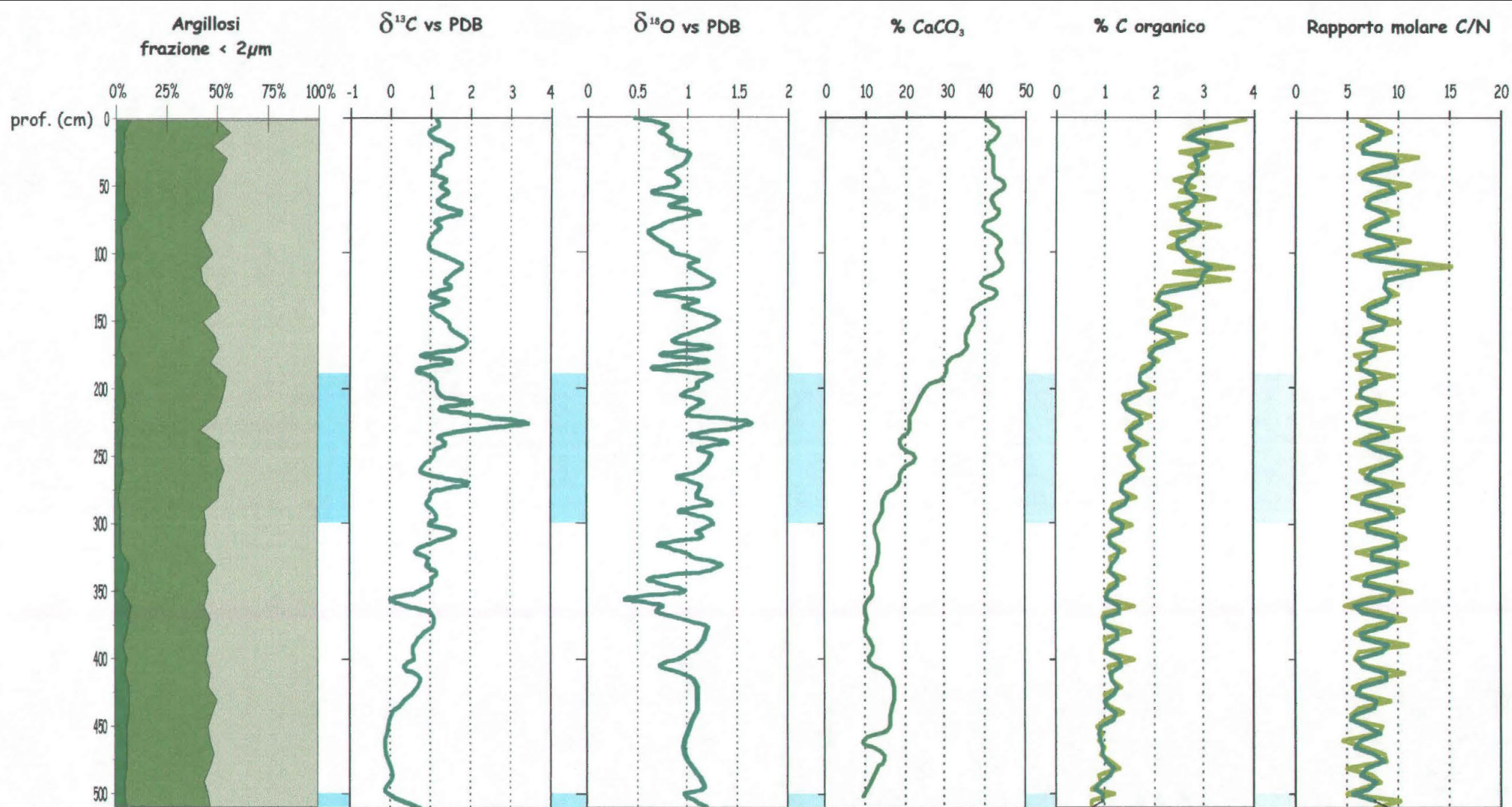


Fig. 10.18.1 - Parametri analizzati per la carota SESSO95 10.



■ smectite  
 ■ illite  
 ■ clorite

— parametri analizzati  
 — media in base 2

Fig. 10.18.1 - Continua.

interrotto da una serie di eventi freddi (Dryas) della durata di 500-1000 anni circa, che hanno provocato una diminuzione della temperatura dell'aria e delle acque superficiali. Questa fase di deglaciazione sarebbe avvenuta in due tappe fondamentali una tra 16000 e 13000 anni B.P. e una dopo i 10000 anni B.P. età che segna l'inizio dell'Olocene. L'intervallo basale della carota SESSSO10 dovrebbe rientrare in questa fase di miglioramento climatico successiva ad una fase più fredda, segnalata da Labracherie *et al.* (1989) per l'emisfero australe in un'età compresa tra i 12000 e 11500 anni B.P., evidenziata negli ultimi centimetri della carota da leggeri aumenti del  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , da un calo del  $\text{CaCO}_3$  e dalla presenza abbondante di alcune faune, come la *Trifarina angulosa*, tipiche di climi freddi.

2) Il secondo intervallo individuato è compreso tra 420-300 cm con un'età presunta tra i 10000 e 8000 anni B.P.

I parametri considerati evidenziano che la granulometria è simile al livello precedente con percentuali estremamente elevate di silt, tenori in argilla attorno al 17% e di sabbia attorno al 5% circa; il  $M_z$  presenta un leggero aumento rispetto al tenore medio verso le classi granulometriche più fini; la suscettività magnetica presenta valori, anche se di poco, maggiori rispetto all'intervallo precedente; si registra un leggerissimo aumento della smectite, che si mantiene comunque su percentuali molto basse lungo tutta la carota (5% circa); forte fase negativa del  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ; aumento del rapporto molare C/N che pur irregolare, presenta valori mediamente superiori a 10, ad indicare abbondanti apporti continentali.

Questo intervallo potrebbe rientrare nella fase olocenica definita Megathermal compresa in un'età tra i 9000 e 5300 anni B.P., intervallo caratterizzato da temperature medie estive maggiori di 2-3°C rispetto a quelle attuali. In questa fase gli autori evidenziano un "optimum" climatico olocenico che può essere interpretato sia come l'intero intervallo Megathermal oppure come il periodo di massimo riscaldamento, che gli autori evidenziano dai 6200 ai 5300 anni B.P. quando cioè si ebbe il massimo innalzamento del livello del mare che come sostiene Fairbridge, (1976) è avvenuto 6000 anni fa, oscillando poi, rispetto al livello attuale, nell'intervallo di circa 3 metri. In quest'area il miglioramento climatico avverrebbe prima dell'età presunta dagli autori e l'"optimum" si sarebbe verificato nell'intervallo 10000-8000 anni B.P. Infatti tutti i parametri considerati e soprattutto i bassi valori dei rapporti isotopici del carbonio e dell'ossigeno, indicherebbero una fase calda con abbondanti apporti continentali.

Questa fase di miglioramento climatico all'inizio dell'Olocene (età radiometrica non corretta 10000-8000 anni B.P.) coinciderebbe con i risultati ottenuti dall'analisi geomorfologica di terrazzi marini nel settore orientale dello Stretto di Magellano (Brambati *et al.*, 1998). Infatti il terrazzo più antico, che

raggiunge un'altezza di 18-25 m sopra il livello medio del mare, datato 1000-8000 anni B.P., è legato ad una prime fase di ritiro dei ghiacci dopo l'ultimo periodo glaciale.

Anche Colizza & Salvi (*in press*) in uno studio sedimentologico nel settore Pacifico dello Stretto, evidenziano come, in una carota prelevata nella parte più interna, a partire da 8900 anni B.P., si ha una intensa deposizione carbonatica con un alto numero di taxa ed organismi (Melis *et al.*, *in press*) che segnano una fase di miglioramento climatico.

3) L'intervallo successivo (300-190 cm), caratterizzato da un leggero aumento della granulometria del sedimento con tenori di sabbia attorno al 11%, da un calo del  $M_z$  rispetto i tenori medi, un'ulteriore calo dei valori medi della smectite, da un picco positivo dei valori isotopici e da una diminuzione del rapporto molare C/N, potrebbe indicare una fase di peggioramento climatico. Nella carota SESSO10 questa fase di raffreddamento sarebbe avvenuta in un età compresa tra 8000 e 6000 anni B.P. anticipando così la fase climaticamente più instabile (Katathemal) individuata da Zubakov & Borzenkova (1990), compresa tra i 5300 e 0 anni B.P., che coinciderebbe con una nuova avanzata dei ghiacciai alpini e di quelli andini. In effetti l'Olocene superiore segna il ritorno ad un clima più freddo e secco, raffreddamento conosciuto come Neoglaciale, come osservato pure da Heusser (1989) che ha individuato nella Terra del Fuoco dopo i 5000 anni B.P. delle fluttuazioni di temperatura di  $0.5^{\circ}\text{C}$  e da Grove (1988) che osserva un globale peggioramento climatico con una espansione da parte dei ghiacciai a partire dai 5000 anni B.P.. In questa carota sempre sulla base delle età radiometriche non corrette questa fase instabile comincerebbe leggermente prima, a partire da 6000 anni fa.

4) L'ultimo intervallo, più superficiale (190-0 cm) compreso in un età dai 6000 anni all'attuale indica un graduale miglioramento climatico anche se vista l'oscillazione dei parametri considerati e da una prima analisi statistica, potrebbe essere avvenuto in maniera graduale e discontinua, alternando periodi caldi/freddi fino a raggiungere le condizioni attuali. Questo generale miglioramento è anche registrato dalle faune a nanoplankton riscontrate nei livelli superficiali (da 0 a 6 cm - età radiometrica 6020 anni B.P.) della carota MG95/10 campionata nell'area pacifica antistante lo Stretto (Caffau, 1998). Non si registrano picchi significativi se non per il graduale aumento, che si ha in questo intervallo, dei tenori di carbonato di calcio (> 40%), come risulta anche dalle analisi mineralogiche, e della sostanza organica con tenori compresi tra 2 e 4%. Il rapporto molare C/N che presenta tenori > 10 indica l'origine continentale della frazione organica. L'analisi micropaleontologica nei lavati delle faune a

foraminiferi evidenzia tale miglioramento con il crescente numero di generi e specie ben rappresentati quantitativamente nei livelli superiori della carota.

I rapporti isotopici, infine, evidenziano un generale miglioramento climatico senza però raggiungere i valori registrati nell'intervallo compreso tra 420 e 300 cm.

Senz'altro più interessante è risultata l'analisi statistica applicata alle granulometrie rispetto quella effettuata sui minerali argillosi, infatti in base all'interpretazione paleoclimatica eseguita per tale carota, anche l'andamento dei due fattori estrapolati per le granulometrie, rispecchia l'interpretazione data in precedenza.

La parte basale della carota è stata interpretata come una fase di miglioramento climatico con una fase più calda rispetto all'attuale tra i 420-300 cm circa. Nell'analisi fattoriale si ha in quest'intervallo la dominanza del fattore I caratterizzato da un sedimento più fine con tenori medi di argilla attorno al 15% e bassi contenuti in sabbia. Tra i 300 e 200 cm si ha la dominanza del secondo fattore, quindi di un sedimento leggermente più grossolano; questo intervallo sulla base di tutti i parametri analizzati è stato interpretato come una fase di peggioramento climatico. Dai 200 cm alla superficie si è ipotizzato un graduale miglioramento climatico e in questo caso i due fattori si intrecciano in maniera abbastanza continua fino alla sommità, forse ad indicare che questo miglioramento climatico che ha portato al clima attuale è avvenuto non in maniera continua ma discontinua alternando periodi più miti a periodi più freddi.

L'andamento della figura 10.17.3 (C) in cui è rappresentata l'analisi fattoriale per le sole peliti, rispecchia in maniera più disordinata quello evidenziato per le granulometrie complete del sedimento. In questo caso si osserva un alternanza dei due fattori nella parte basale fino ai 460 cm circa che non compariva nel sedimento totale. Segue un intervallo, fino ai 300 cm circa, in cui si ha la prevalenza del FI sul FII, come già evidenziato per la granulometria completa, e cioè la prevalenza di un sedimento più fine. L'intervallo successivo fino ai 200 cm circa è caratterizzato dalla prevalenza del FII sul FI per poi trovare l'alternanza dei due fattori dai 200 cm fino ai livelli superficiali, andamento del tutto simile a quello riscontrato precedentemente. Quindi anche l'indagine delle sole peliti rispecchia abbastanza l'andamento evidenziato per il sedimento tal quale ed è perfettamente collegabile con l'interpretazione data precedentemente sulle variazioni climatiche all'interno della carota.



## 11 - L'ANTARTIDE

L'Antartide è rispetto all'Artide, un vero continente, il quinto per estensione, coperta per il 98% da ghiacci perenni e cinta da tre oceani (Atlantico, Indiano e Pacifico) che la separano da tutte le terre emerse dei continenti circostanti; essa infatti dista circa 1000 Km dal Sud America; distanze ben maggiori la separano dalla Nuova Zelanda (2200 Km), dall'Australia (2259 Km) e dal Sud Africa (3600 Km).

Vasta circa  $13.9 \cdot 10^6$  Km<sup>2</sup>, l'Antartide ha una forma quasi circolare e centrata nel Polo Sud, con una appendice, la Penisola Antartica, rivolta verso l'America Meridionale, attorno alla quale si rinvengono numerose isole ed arcipelaghi (Desio, 1984), e due grandi rientranze i Mari di Ross e Weddell.

Viene divisa dalla catena Transantartica in due regioni molto differenti: quella orientale più antica, più grande e più elevata, poggia su un substrato roccioso sepolto dal ghiaccio che presenta uno spessore medio di circa 2 Km, ma che in alcune zone raggiunge i 4000 m; quella occidentale, più recente, si sviluppa su un sistema di arcipelaghi ed isole, di altezza rilevante (fino a 6000 m), la cui separazione è mascherata da una coltre di ghiaccio che, in alcuni punti, raggiunge spessori notevoli (migliaia di metri).

La catena Transantartica, che costituisce la più importante catena montuosa dell'Antartide, si estende per una lunghezza di circa 4000 Km in direzione NNW-SSE e attraversa l'intero continente, dalla Terra Vittoria (Mare di Ross) ai monti Pensacola, fino alla Terra di Coats (Mare di Weddell). Pur di notevole importanza, questo sistema montuoso non è l'unico della regione: altre catene montuose (Monti Prince Charles, Monti Yamato ecc.) l'attraversano, alcune con una estensione di diverse migliaia di Km e con altezze notevoli fino a 2500-3000 m. Separate da queste catene montuose si rinvengono profonde ed estese vallate, ricoperte interamente dalla calotta glaciale, che danno origine ai grandi ghiacciai antartici (Lambert, Wilson, Nimrod, Ferrar ecc.).

Il limite della regione antartica viene convenzionalmente indicato in corrispondenza della "convergenza antartica", fascia ampia alcune decine di chilometri, lungo la quale vengono a contatto le acque fredde circumantartiche con quelle più calde subantartiche (Baroni, 1991a).

La quasi totalità del continente è ricoperta da ghiacci e nevi: infatti in Antartide è presente il più grande ghiacciaio della terra che, con un volume di oltre 30 milioni di Km<sup>3</sup> ed una estensione di 13.6 milioni di Km<sup>2</sup>, rappresenta la più grande riserva di acqua dolce della terra (Anderson *et al.*, 1984). Lo spessore del ghiaccio è in media 2.16 km (Baroni, 1991a) anche se in alcuni punti supera i 4000 metri di altezza, e in molti casi si approfondisce per più di 2000 metri al di sotto del livello marino.

Studi geologici e geofisici condotti negli ultimi decenni hanno consentito di individuare una mappa dell'intera superficie antartica situata al di sotto della calotta glaciale. Le rocce affioranti, che rappresentano solamente il 2.38% del territorio, pari a 331.690 Km<sup>2</sup>, sono concentrate principalmente lungo la fascia costiera, lungo la Penisola Antartica e lungo la catena della Montagna Transantartica, in cui la cima più alta, il Monte Kirkpatrick, raggiunge i 4528 m, mentre la montagna più alta del continente è rappresentata dal Massiccio Vinson (5140m) nella catena della Montagna di Ellsworth in Antartide occidentale (Elliot, 1985) (Fig. 11.1).

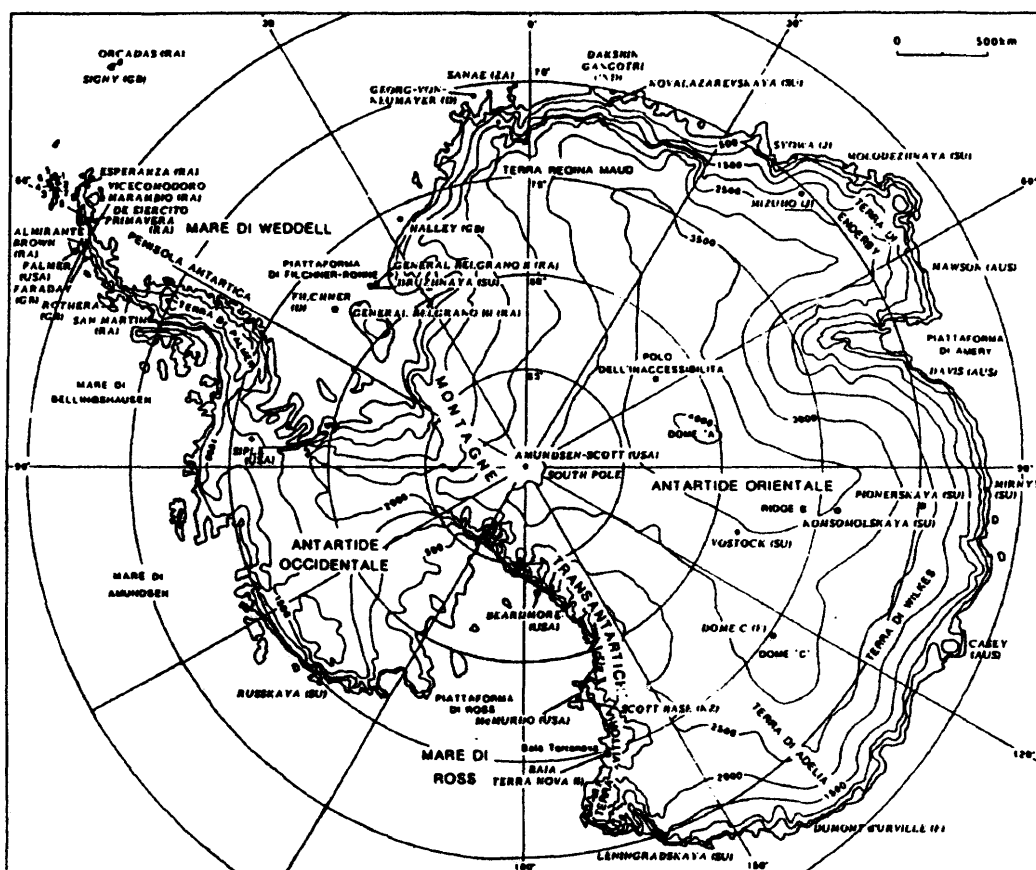


Fig. 11.1 - L'Antartide.

## 11.1 - Geologia

La situazione geografica dell'Antartide, isolata in posizione polare e coperta da ghiacci, è conseguenza di una lunga e complessa evoluzione geologica. Nel giurassico (150 Ma), l'Antartide occupava latitudini all'incirca tropicali e faceva parte del super continente di Gondwana che includeva anche Sud America, Africa, Arabia, Madagascar, India, Australia, Ceylon e Nuova Zelanda.

Alla fine del giurassico, secondo la teoria della tettonica delle placche, il Gondwana venne smembrato per successive frammentazioni e diede origine a

distinti continenti che migrarono fino a raggiungere le posizioni attuali. Solo a metà del Terziario (circa 60 milioni di anni fa), l'Antartide si stacca definitivamente dall'Australia e si dirige verso sud. In seguito al suo isolamento, si instaurò intorno al continente una corrente oceanica, alimentata dai moti convettivi tra le masse d'acqua di diversa temperatura, che ostacolava il mescolamento delle acque provenienti da zone più temperate con quelle fredde continentali. Iniziò così il progressivo raffreddamento del continente, determinato anche da fattori quali: 1) la sua posizione geografica che comporta una forte inclinazione dei raggi solari per cui l'energia incidente è minima, 2) la grande estensione continentale, che bilancia l'effetto termo-regolatore dell'oceano, 3) l'elevata altitudine, 4) l'elevato valore dell'albedo.

Da un punto di vista geologico l'Antartide viene divisa in due province separate dalla Catena Transantartica che, con una lunghezza di quasi 4000 Km, attraversa tutto il continente.

La porzione orientale dell'Antartide o Provincia di Gondwana (Desio, 1984), limitata dalle profonde insenature dei Mari di Ross e di Weddell, ai margini dei quali si sviluppa l'orogene di Ross (Cambro-Ordoviciano), è costituita da uno scudo cratonico stabile caratterizzato da rocce magmatiche e metamorfiche del Pre-cambriano (> 600 Ma), che si rinvengono principalmente lungo la costa nella Terra Regina Maud e nei rilievi che si affacciano sull'Oceano Indiano, sotto al quale si trova un nucleo archeano e proterozoico (> 1500 Ma) visibile per esempio nella Prince Charles Mountains. Il basamento cristallino è legato ad una complessa storia geologica che implica diverse fasi di deformazione, di metamorfismo e di intrusione di rocce plutoniche. Al di sopra del basamento est-antartico, sporadicamente affiorano rocce sedimentarie sub-orizzontali, "*Beacon Supergroup*" (Devoniano?-Triassico) e vulcaniche, "*Ferrar Group*" (Giurassico), che rappresentano le sequenze gondwaniane, riscontrate anche in altri continenti dell'emisfero meridionale.

L'Antartide occidentale o Provincia Andina (Desio, 1984) è invece costituita da rocce più recenti di età mesozoica-cenozoica, fortemente deformate, metamorfosate, intruse da plutoni e tuttora interessate da attività vulcanica, in cui è possibile individuare due cinture sub-parallele al margine pacifico: l'Orogene di Ellsworth (tardo Paleozoico-Mesozoico) e l'Orogene Andino (Mesozoico-Cenozoico) che rappresenta la prosecuzione meridionale della Cordigliera delle Ande (Baroni & Orombelli, 1989; Ricci, 1991).

Rocce vulcaniche e sedimentarie del Cenozoico superiore con giacitura sub-orizzontale affiorano nella Penisola Antartica. L'attività vulcanica, iniziata nel Terziario medio, è tuttora attiva in alcune isole prossime alla Penisola Antartica come le Isole Shetland. Alla tettonica Cenozoica, cui si devono il sollevamento della Catena Transantartica e la formazione del Mare di Ross, è da correlare

l'attività vulcanica distribuita lungo la costa di Borchgrevinch e nello stesso Mare di Ross (M. Erebus, M. Melbourne, M Rittman).

Da un punto di vista geologico l'evoluzione del continente si può quindi riassumere in tre eventi orogenetici maggiori, documentati da intensa deformazione, attività ignea intrusiva e metamorfica, riconoscibili in Antartide lungo la Catena Transantartica, sollevatasi in conseguenza di tali eventi.

Il primo evento significativo è legato all'*Orogenesi di Ross*, che originò i termini più antichi della catena Transantartica e che può essere seguita sia in Sud America che in Sud Africa. Nella Terra Vittoria è possibile riconoscere tale evento per gli estesi fenomeni di metamorfismo che le rocce preesistenti avevano subito. Alla fase di sollevamento seguì un periodo di intensa erosione che provocò lo smantellamento quasi totale della catena. Lo smantellamento della catena è testimoniato, nella Terra Vittoria, dalla presenza di strati orizzontali di arenarie appartenenti al gruppo di Beacon, che si svilupparono a partire dal Devoniano (350 milioni di anni fa).

Alla fine del Carbonico e all'inizio del Permico (~ 280 milioni di anni fa), si verificò un intenso raffreddamento culminante con un'intensa glaciazione centrata sull'Antartide. Comprovano questa glaciazione la presenza di depositi morenici litificati (Tilliti) e le strutture e gli arrotondamenti legati all'azione abrasiva dei ghiacciai.

Mentre nella Terra Vittoria, il gruppo del Beacon risulta indeformato e sollevato a varie altezze in blocchi di grande estensione separati da faglie, un evento orogenetico permiano, denominato *Orogenesi di Ellsworth*, coinvolse i sedimenti e le rocce igneo-metamorfiche paleozoiche e precedenti. Infine l'ultima grande orogenesi, quella *Andina*, si sviluppò lungo il margine Pacifico, dalla Penisola Antartica alla terra di Ellsworth, in cui si verificarono i sollevamenti più accentuati (Monte Vinson, 5140 m) fino alla Terra di Marie Byrd (Casnedi & Lombardo, 1992).

## 11.2 - Lineamenti climatici

Le caratteristiche climatiche del continente antartico sono determinate da una serie di fattori tra loro combinati, tra cui la posizione geografica, l'altitudine media, la coltre glaciale che lo ricopre e anche fattori astronomici.

Durante l'estate australe, il continente riceve una quantità di energia solare di gran lunga superiore a quella di ogni altra regione della terra; però il 75% di questa energia viene riflessa verso l'alto e si perde nello spazio a causa del forte potere riflettente dei ghiacci (albedo).

Anche l'elevata trasparenza e lo scarso contenuto di acqua nell'atmosfera impediscono all'energia solare incidente di venir assorbita dal continente.

Infine, gioca un ruolo fondamentale sul clima antartico, la sua elevata altitudine (altezza media pari a 2300 metri), superiore a quella di tutti gli altri continenti, che provoca la mancanza della parte più bassa della troposfera, considerata il miglior magazzino di calore nel resto del mondo.

Tutti questi fattori concorrono a rendere l'Antartide il luogo più freddo della terra. Nei mesi estivi si raggiungono temperature prossime allo zero nelle regioni costiere e di circa  $-40^{\circ}\text{C}$  in quelle più interne. Nel periodo invernale invece si registrano temperature estremamente rigide rispettivamente di  $-25^{\circ}\text{C}$  e di  $-68^{\circ}\text{C}$ . Nella stazione di Vostok si è raggiunta nel luglio 1983 la temperatura di  $-89^{\circ}\text{C}$ , mentre soltanto in alcune aree costiere, come la penisola antartica, si registrano temperature più elevate, talvolta anche superiori agli  $0^{\circ}\text{C}$ .

Un altro elemento caratteristico del clima antartico è costituito dall'azione dei venti, che interessano gran parte del continente con continuità e che sono regolati oltre che dalle condizioni atmosferiche anche dalla topografia del continente. La perdita di calore legata all'azione dell'albedo, provoca infatti la formazione di un livello di aria molto fredda che si muove per gravità rasente alla superficie, dal plateau interno verso la fascia costiera, originando per l'appunto i venti catabatici, che hanno velocità notevoli superiori ai 100 Km orari. A questi venti sono dovute anche le violenti e frequenti tempeste di neve, soprattutto nella parte interna del continente, denominate "*Blizzard*".

Infine le precipitazioni generalmente sono scarse e risultano concentrate soprattutto sulla fascia costiera. La media calcolata è di circa 130 mm annui con i massimi in corrispondenza della Penisola Antartica e i minimi nel plateau (Baroni, 1991b).

### 11.3 - Glaciologia

L'inizio del ricoprimento del continente Antartico da parte dei ghiacci si fa risalire al Pliocene. Il valore massimo venne raggiunto circa 5 milioni di anni fa e da allora in poi i ghiacci cominciarono a ritirarsi fino a raggiungere più o meno il livello attuale. Queste fasi sono registrate nei livelli di spiaggia che testimoniano, appunto l'arretramento dei ghiacci, con conseguente innalzamento del continente per reazione isostatica. Circa il 97% del continente Antartico è ricoperto da ghiacci (Anderson *et al.*, 1984), il cui volume ammonta a circa 28 milioni di  $\text{Km}^3$ , equivalenti a circa il 90% di tutto il ghiaccio presente sulla terra.

La maggior parte del ghiaccio è concentrata nell'Antartide orientale, mentre quello occidentale ne contiene meno di un sesto con una copertura che, presenta spessori molto variabili. Mediamente lo spessore dei ghiacci è di 2.16 Km (Baroni, 1991a), anche se in alcuni punti raggiunge e supera i 4 Km e in altri, si approfondisce per più di 2 Km al di sotto del livello marino. Infatti a causa di questo enorme peso, le terre sottostanti sono sprofondate, e pertanto parte di

esse, soprattutto nell'Antartide occidentale giacciono al di sotto del livello marino.

### 11.3.1 - Le calotte glaciali

L'enorme calotta glaciale che ricopre l'Antartide si divide in due calotte separate della Catena Transantartica: La calotta Antartica orientale, "*EAIS-East Antarctic Ice Sheet*" e la calotta Antartica occidentale, "*WAIS-West Antarctic Ice Sheet*" (Anderson *et al.*, 1983). Ai margini delle calotte si rinvencono grandi piattaforme e lingue di ghiaccio galleggianti, alimentate da veri e propri fiumi di ghiaccio, le "*Ice Streams*".

La *EAIS* è una calotta di tipo continentale in quanto poggia su una superficie rocciosa posta al di sopra del livello marino. Occupa un'area di 10.35 milioni di Km<sup>2</sup>, con uno spessore di 2565 m ed un volume di oltre 26 milioni di Km<sup>3</sup> (Baroni, 1991b) e presenta forma ellittica con un profilo convesso.

La calotta occidentale è invece l'unico corpo di ghiaccio marino ancorato esistente; essa poggia sui fondali marini, ancorata ad isole ed arcipelaghi, e per questo motivo è più sensibile alle variazioni del livello marino. Ha dimensioni minori rispetto quella orientale, con uno spessore medio di 1700 m ed un volume di 3.26 milioni di Km<sup>3</sup>, pari al 10.8% di tutto il continente. Il settore occidentale meno stabile è drenato da diversi imponenti "fiumi di ghiaccio" (*Ice stream*), confluenti principalmente in due grandi insenature, il Mare di Ross e il Mare di Weddell, dove formano due estese piattaforme di ghiaccio galleggiante la "*Ross Ice Shelf*" (525.840 Km) e la "*Ronne-Filchner Ice Shelf*" (472.760 Km) (Hughes, 1977). Le calotte sono caratterizzate oltre che dai già citati fiumi di ghiaccio (*ice stream*) anche da ghiacciai di sbocco ("*outlet glacier*").

Questi ultimi sono responsabili della formazione di truogoli di dimensioni imponenti come quello occupato dal Ghiacciaio Lambert nell'Antartide orientale che ha una lunghezza di oltre 700 Km, un'ampiezza di 50 Km ed una profondità di 3400 m, e quello occupato dal Ghiacciaio David, nel Mare di Ross occidentale che, è responsabile della formazione del Drygalski Basin, profondo oltre 1100 metri.

Ghiacciai vallivi di dimensioni decisamente minori sono alimentati da calotte locali e confluiscono successivamente nei ghiacciai di sbocco.

Nelle regioni costiere il drenaggio avviene principalmente per linee divergenti (Anderson & Thomas, 1991), con velocità generalmente basse, che permettono quindi l'erosione da parte del moto ondoso del fronte glaciale, originando strutture quali le "*Ice cliff*" o le "*Ice wall*".

Costituiscono un'eccezione le piattaforme di Amery, di Ross e di Ronne-Filchner, dalle quali si originano le piattaforme galleggianti (*Ice Shelf*) e le lingue di ghiaccio (*Ice Tongue*), in cui il drenaggio è a linee convergenti

Le piattaforme antartiche occupano un'area di oltre 1.5 milioni di Km<sup>2</sup>, per un volume di circa 730.000, pari all'11% del ghiaccio Antartico (Baroni, 1991b).

Sono caratterizzate da spessori di ghiaccio dell'ordine anche di centinaia di metri, da un lato ancorato al suolo e dall'altro terminante in una falesia di ghiaccio (*Ice front*) che ha altezza variabile dai 2 ai 50 m.

La linea di confine tra il ghiaccio ancorato (*Ice Sheet*) e quello galleggiante (*Ice shelf*) è denominata "*Grounding line*", mentre il bordo esterno della piattaforma galleggiante viene denominato "*Calving line*"; in corrispondenza di tale linea si verifica il distacco degli iceberg.

Le piattaforme sono alimentate principalmente da ghiacciai che le generano, ma anche dalle precipitazioni che si accumulano sulla superficie, ed in alcuni casi dall'acqua di mare che congela alle loro basi, anche se generalmente si instaura il meccanismo inverso cioè la fusione di parte del ghiaccio profondo.

Dalle piattaforme si staccano, sotto l'effetto di forti spinte prodotte dal vento, correnti ecc, imponenti iceberg di forma tabulare, con dimensioni talora enormi (centinaia di Km<sup>2</sup>). Il loro pescaggio (in media 200-250m) non sempre consente loro la deriva al di fuori della piattaforma e spesso interagiscono con le superfici culminanti degli alti morfologici (Ferrigno & Gould, 1987; Kellogg & Kellogg, 1988). Hanno un tempo medio di residenza nella piattaforma di circa 4 anni (Radok *et al.*, 1975), con un tasso di fusione, considerate le temperature, mediamente basso, pari a 4.3 m/a (Morgan & Budd, 1978). Quelli che raggiungono le zone di scarpata, vengono a contatto con acque profonde più calde (T=0°C) che aumentano la velocità di fusione (10-20 m/a).

Un'altra caratteristica dell'Oceano Antartico è data dalla presenza quasi costante del ghiaccio marino determinato dal fatto che per 10 mesi l'anno il continente è circondato dalla "*Banchisa o Pack*", con uno spessore di pochi metri, che si forma stagionalmente per congelamento diretto dell'acqua di mare. Nel periodo estivo circa l'85% della banchisa si disgrega ("*ghiaccio mobile*"), disperdendosi verso il mare aperto, mentre la restante parte resta saldata alla costa, creando una cintura attorno al continente che prende il nome di "*ghiaccio fisso*" o "*costiero*" (Zwally *et al.*, 1983).

Per effetto dei venti meridionali si creano all'interno della banchisa ampie aree libere dai ghiacci, chiamate "*Polynya*" che si estendono anche per diverse centinaia di chilometri quadrati.

Le polynya si creano nel momento in cui inizia a formarsi la banchisa, quando cioè il vento spinge verso il largo il ghiaccio appena formato, mantenendo quindi alcune aree completamente libere dai ghiacci. Generalmente quelle costiere come quella che si forma nel Mare di Ross, all'interno della Baia Terra Nova, dipendono dall'azione dei venti catabatici; quelle invece più al largo, oceaniche, sono condizionate dall'azione delle correnti. In queste aree si verifica un richiamo superficiale delle acque intermedie relativamente più calde e si originano le acque profonde che sono più dense per il continuo apporto di sali dovuto ai processi di congelamento.

## 11.4 - L'oceano Antartico

L'Oceano Antartico può immaginarsi costituito dalle propaggini meridionali dei tre grandi oceani, Atlantico, Pacifico ed Indiano, che si fondono in un'unica massa d'acqua che circonda il continente Antartico, con un'area di circa 36 milioni di Km<sup>2</sup>, pari a circa il 10% di tutte le acque che ricoprono la terra.

Il suo limite meridionale coincide con le coste Antartiche, mentre quello settentrionale è stato individuato in una fascia che corre tra i 50° e i 60° di latitudine sud intorno al continente e che prende il nome di "*Convergenza Antartica*" (*AAC - Antartic Convergence*).

In tale area, definita anche "*Zona Polare Frontale*" (*Polar Front Zone*), le acque fredde superficiali antartiche si muovono verso nord, immergendo al di sotto delle acque più calde subantartiche. Queste si sviluppano fino ad una fascia situata circa a 40° S, che prende il nome di "*Convergenza Subtropicale*" (*STC - Subtropical Convergence*). Le acque racchiuse tra le due convergenze prendono il nome di "*Acque Subantartiche*", quelle a nord della *STC* sono le "*Acque Subtropicali*", calde, mentre a sud dell' *AAC* si rinvengono le "*Acque Antartiche*", fredde.

Attorno al 65° parallelo si individua una fascia di divergenza delle acque superficiali e di sollevamento di quelle profonde, denominata "*Divergenza Antartica*" (*AAD - Antartic Divergence*); inoltre l'azione dell'upwelling in tale zona di acque profonde più calde, crea un ostacolo all'avanzata dei ghiacci marini (Zwally *et al.*, 1983).

Tra i 52°S (*Convergenza Antartica*) e i 65°S (*Divergenza Antartica*) si instaura la più importante corrente oceanica intorno al continente, la "*Corrente Circumpolare Antartica*" (*AACC - Antartic Circumpolar Current*), che ha una direzione prevalente da ovest ad est, con una componente secondaria verso nord legata alla forza di Coriolis.

Nella fascia tra la Divergenza e la costa, a causa della presenza di forti venti orientali, si instaura una circolazione delle acque in senso orario, da est verso ovest, con una piccola componente verso sud, legata sempre alla forza di Coriolis.

In base alle caratteristiche di temperatura e salinità le acque antartiche si distinguono in tre componenti fondamentali: le "*Acque Superficiali Antartiche*" (*AASW - Antartic Surface Water*), "*l'Acqua Circumpolare Antartica*" (*CDW - Circumpolar Deep Water*) e "*l'Acqua di Fondo*" (*AABW - Antartic Bottom Water*).

La prima, che occupa uno spessore di circa 250 m, è un'acqua molto fredda e relativamente dolce, in quanto risente degli apporti di acque dolci durante il disgelo estivo. In inverno questo strato di acqua superficiale è omogeneo con salinità comprese tra 34.0 e 34.5‰ e temperature di circa -1.85°C; in estate la salinità diminuisce, per la fusione dei ghiacci portandosi a valori tra 33.6 e



34.2‰ (Gordon & Molinelli, 1982) mentre la temperatura aumenta portandosi al di sopra del punto di congelamento.

Al di sotto di questo strato di acqua superficiale, si incontra l'*Acqua Circumpolare Antartica*, che presenta temperature e salinità mediamente più elevate. Ha uno spessore di circa 2000 metri, con temperature comprese tra 0 e 2.5°C e salinità tra 34.65 e 34.8‰, con un massimo termico attorno ai -500 m ed un aumento di salinità attorno ai -1000 metri (Baroni, 1991a).

Infine sotto ai 3000 metri di profondità si incontra "l'*Acqua Antartica di Fondo*", caratterizzata da elevate salinità (34.6-34.75‰) e temperature molto basse al di sotto dello zero (circa -1.5°C). Essa ha origine principalmente nel Mare di Weddell e, in misura minore, in quello di Ross. La sua origine è legata, soprattutto nel periodo invernale, al minor apporto di acque dolci dal continente e al raffreddamento superficiale, che provocano un aumento di salinità e il conseguente sprofondamento dell'acqua densa oltre il margine della piattaforma continentale (Deacon, 1984).

Oltre a questi tre grossi corpi d'acqua descritti, se ne rinvencono altri minori, come "l'*Acqua Intermedia Antartica*" (AAIW - *Antartic Intermediate Water*) con temperature tra i 3.3 e 6.2°C e salinità tra i 34.15 e 35.56‰, che si forma in corrispondenza della Convergenza Antartica al contatto delle acque superficiali antartiche che si inabissano e si mescolano con le acque superficiali subantartiche e "le *Acque Invernali*" (WW - *Winter Water*) con temperature comprese tra -2 e -1.5°C e salinità tra 34.2 e 34.5‰, che si ritrovano al di sotto delle acque superficiali nel periodo estivo.

Le "*Acque di piattaforma*" (SW - *Shelf Water*) vengono suddivise sulla base dei valori di salinità in "*Acque a bassa salinità*" (LSSW - *Low Salinity Shelf Water*) e ad "*alta salinità*" (HSSW - *High Salinity Shelf Water*).

Le prime sono caratterizzate da tenori di salinità relativamente bassi (34-34.6‰) e temperature più elevate rispetto la HSSW (-2 e -1.6°C). La sua origine e le variazioni stagionali sono legate ai processi di fusione e formazione dei ghiacci. La HSSW è l'acqua più densa che si trova nei mari antartici con temperature superficiali prossime a quelle di congelamento (-2 e -1.8°C) e salinità comprese tra 34.6 e 35‰ e la sua origine è correlata alla formazione dei ghiacci marini.

Un ruolo determinante è dato anche dalla "*Warm Core Water*" (WMCO) che proviene dalla "*Corrente circumpolare profonda*" (CDW) che interferisce sulla piattaforma originando questo nucleo caldo. La WMCO ha temperature relativamente più elevate (-0.05/-1.15°C) rispetto alla LSSW e alla HSSW. La CDW, giunge dall'acqua profonda del Nord Atlantico ed è la sorgente primaria di nutrienti nelle acque costiere antartiche, oltre ad essere la principale sorgente di calore, in particolare nel Mare di Ross, influenzando notevolmente la fusione

dei ghiacci (Anderson *et al.*, 1984) e di conseguenza la salinità delle acque di piattaforma.

## 12 - IL MARE DI ROSS

La carota oggetto di studio in questa tesi di dottorato è stata prelevata nella parte centrale del Mare di Ross nel bacino denominato *Glomar Challenger* di fronte alla Ross Ice Shelf.

Il Mare di Ross occupa un'estesa area (720.000 km<sup>2</sup>) di margine continentale che si incunea con forma triangolare all'interno del continente per più di 900 km, ed è racchiuso tra le montagne Transantartiche della Terra Vittoria ad ovest e la Terra di Marie Byrd e la Terra di Re Edoardo VII ad est.

E' un mare epicontinentale, caratterizzato da una crosta continentale che si presenta particolarmente assottigliata (spessore 20-28 Km) dai processi di distensione della litosfera e, nella sua parte più meridionale, è coperto da una estesa piattaforma tabulare di ghiaccio galleggiante (*Ross Ice Shelf*) che presenta quasi ovunque uno spessore variabile tra i 300 e 600 m.

La piattaforma continentale, con una profondità media di 500 metri (Wright *et al.*, 1983), è generalmente inclinata verso il continente a causa del carico glaciale che deprime isostaticamente il continente stesso ed è caratterizzata da una morfologia in cui si susseguono rilievi allungati, alternati a depressioni, generalmente disposti parallelamente alla linea di costa, con il ciglio della scarpata che oscilla tra i 400 e 700 metri.

### 12.1 - Geologia

Il fattore dominante nella formazione del Mare di Ross è la tettonica connessa al rifting continentale a cui si sono sovrainposti da un lato processi di erosione glaciale, dall'altro un'intensa attività vulcanica (Vanney *et al.*, 1981).

I lineamenti geologici e strutturali del Mare di Ross sono stati definiti con l'utilizzo della sismica (a rifrazione e riflessione), delle numerose perforazioni profonde del Deep Sea Drilling Project (DSDP, siti 270-273), del Cenozoic Investigations in the Western Ross Sea (CIROS- $\frac{1}{2}$ ) e del McMurdo Sound Sediment and Tectonics Studies (MSSTS), nonché da un'indagine diretta sugli affioramenti rocciosi rinvenuti ai suoi margini nella catena Transantartica ad ovest e nella Terra di Marie Byrd ad est.

Houtz & Davey (1973) e Houtz e Maijer (1970), tramite indagini sismiche, hanno individuato le due sequenze principali che caratterizzano i primi chilometri di sedimento sulla piattaforma continentale. La più recente, appartenente a tutto il Paleogene (Paleocene, Eocene ed Oligocene) e forse anche al Cretacico, risulta ben stratificata, lievemente piegata ed interessata in alcuni punti da superfici di erosione, e si rinviene a circa 500 metri di profondità, con uno spessore di 5-6 Km, ricoperta da sedimenti recenti non stratificati. La sequenza più antica è

caratterizzata da sedimenti di età precretacica (Davey, 1983), che probabilmente hanno subito un metamorfismo di basso grado.

Le indagini sismiche e dirette hanno permesso di individuare nel Mare di Ross tre bacini principali: Il *Bacino Orientale*, l'*Avvallamento Centrale* e il *Bacino di Terra Vittoria*.

Il *Bacino Orientale* copre gran parte della piattaforma continentale e si estende tra i 160 e 180°O, dal margine della piattaforma stessa fino a sotto la Ross Ice Shelf con una estensione di circa 100.000 Km<sup>2</sup>.

L'*Avvallamento Centrale* è un bacino sedimentario di forma allungata (500 km di lunghezza e 100 Km di larghezza) con andamento nord-sud lungo il 175° meridiano Est dal margine della piattaforma fin sotto alla Ross Ice Shelf.

Il *Bacino di Terra Vittoria* è una depressione di circa 20 Km nella parte sud-ovest del Mare di Ross.

Grazie ai sondaggi profondi MSSTS-1 e CIROS 1 e 2 sono state individuate sopra il basamento cristallino due sequenze principali, di cui quella superiore del Miocene inferiore (5-6 Km di spessore) è caratterizzata da diamictiti intensamente stratificate a fanghi ciottolosi (Anderson *et al.*, 1995), mentre quella inferiore presenta fanghi paleo-mesozoici di bacino profondo, con intercalazioni sottili di diamictiti e conglomerati.

Al di sotto del fondale di tutto il Mare di Ross è rilevabile una superficie di discordanza che corrisponde ad una o più fasi di erosione ed è conseguenza di forti espansioni della calotta glaciale. Al di sotto di tale discordanza si rinvencono sequenze sedimentarie con stratificazione quasi assente e uno spessore massimo di circa 45 metri.

## 12.2 - Geomorfologia

I mari alle alte latitudini sono caratterizzati da piattaforme irregolari e profonde (Anderson *et al.*, 1984). La geomorfologia del Mare di Ross è descritta in dettaglio da Vanney *et al.*, (1981) che affermano che la tettonica è il fattore dominante per la sua formazione con un modellamento successivo da parte dell'erosione glaciale e del vulcanesimo. La morfologia del Mare di Ross è costituita da un susseguirsi di banchi e bacini allungati in direzione nord-nord est, tra i quali il Bacino di Sulzberger è quello più profondo, vicino alla costa orientale (900 m).

La morfologia più occidentale, in prossimità della costa nord della Terra Vittoria è irregolare e qui si trovano il Bacino Drygalski, con una profondità massima di 1100 metri e il McMurdo Sound che appartiene ad un insieme di isole vulcaniche e di sea mounts, che sono distribuiti lungo una linea ad andamento N-S, da Cape Adare fino al McMurdo Sound e contribuiscono alla generale topografia irregolare della piattaforma del Mare di Ross occidentale.

Ad ovest di Cape Adare si rinviene una delle parti meno profonde della piattaforma, con una profondità media pari a 200 metri, con l'eccezione delle zone incise dai truogoli sottomarini. In quest'area potrebbe essersi verificato un sollevamento isostatico quaternario (Gair *et al.*, 1969).

La piattaforma più interna è molto irregolare con montagne rocciose, depressioni irregolari e piccole isole granitiche, mentre la parte esterna è più pianeggiante.

La piattaforma è incisa anche da diversi canali trasversali di origine glaciale con tipica forma ad U in sezione trasversale e con pareti molto ripide (8-20° di pendenza), che si trovano generalmente ad una profondità di 600-800 metri e hanno un'ampiezza pari a 12-25 Km. Inoltre si rinvencono rari canyons situati nella parte più profonda della scarpata che hanno una caratteristica forma a V.

### 12.3 - Oceanografia

La piattaforma del Mare di Ross presenta due masse d'acqua principali: la "*Low Salinity Shelf Water*" (LSSW), e la "*High Salinity Shelf Water*" (HSSW), sebbene risulti importante anche la "*Warm Core Water*" (WMCO) che proviene dalla "*Circumpolar Deep Water*" (CDW).

La WMCO ha una temperatura relativamente più calda rispetto (- 0.05/- 1.15°C) alla LSSW e alla HSSW (-1.50/-1.92°C). La LSSW ha una salinità < 34.50‰ mentre la HSSW ha una salinità > 34.50‰. La CDW, che proviene dall'acqua profonda del Nord Atlantico è la fonte primaria di nutrienti delle acque costiere Antartiche ed essendo la principale sorgente di calore nel Mare di Ross, influenza anche la fusione dei ghiacci che, a loro volta, vanno ad incidere sui valori di salinità.

Va inoltre ricordata la penetrazione all'interno del Mare di Ross dell'Acqua Circumpolare profonda - CDW- da cui ha origine la WMCO, di cui un ramo orientale si insinua tra la LSSW e la HSSW mentre un ramo occidentale scivola, dopo averla incontrata, sopra la HSSW creando una superficie laminare.

### 12.4 - Sedimentologia

Le condizioni climatiche che caratterizzano il continente Antartico rivestono un ruolo fondamentale nei processi di sedimentazione; in effetti, a causa delle basse temperature di tutto l'anno, sul continente è assente un reticolo idrografico superficiale e manca completamente l'apporto dei sedimenti da parte dei fiumi e i ghiacciai risultano gli unici fornitori di materiale detritico dell'ambiente marino.

Inoltre, durante la stagione invernale (8-10 mesi), l'Antartide è circondato dalla banchisa che funge da protezione delle coste dall'azione del moto ondoso, con conseguente diminuzione del tasso di sedimentazione.

Pertanto la distribuzione dei sedimenti superficiali appare una combinazione di processi glaciali e marini.

Attualmente nel Mare di Ross prevalgono processi sedimentari marini rispetto a quelli glaciali, anche se tali sedimenti ricoprono materiali diamictitici e fanghi ghiaiosi di chiara origine glaciale (Anderson & Molnia, 1989).

#### 12.4.1 - Sedimenti superficiali di piattaforma

La sedimentazione attuale nella piattaforma del Mare di Ross è legata sia al trasporto glaciale che ai processi marini, come pure alla profondità e alla distanza dalla costa e dalla *Ice Shelf* (Anderson *et al.*, 1980; 1984; Brambati *et al.*, 1989).

Secondo la valutazione di Frakes (1985) le aree ubicate al di sotto dei 300 metri sono caratterizzate da sedimenti fangosi, caratteristici di fondali tranquilli, mentre le aree a profondità inferiore, sono composte da depositi residuali, ghiaiosi e sabbiosi. In tali aree e nei banchi importante è l'azione delle correnti oceaniche che rielaborano i sedimenti glaciali e glaciomarini asportandone la frazione più fine e lasciando la componente più grossolana.

I sedimenti fangosi superficiali, che caratterizzano i fondali della piattaforma del Mare di Ross sono composti da materiale biosiliceo, costituito prevalentemente da spicole di spugna e frustuli di diatomee e da materiali terrigeni a matrice siltoso-argillosa, con varie percentuali di detriti grossolani trasportati dai ghiacciai galleggianti (*Ice-Rafted Debris - IRD*).

Sulla base delle variazioni percentuali di queste componenti Anderson *et al.*, 1980 e 1984 hanno suddiviso i sedimenti superficiali in tre tipi:

- **Sedimenti glacio-marini** a matrice terrigena, con IRD > 20% e silice biogenica < 10%.
- **Sedimenti siliceo-organogeni** con tenori di silice biogenica compresi tra 0-30% - *Siliceous mud* o > 30% - *Siliceous ooze* e IRD > 10%.
- **Argille siltose e silt argilloso** con bassa percentuale di sabbia fine e scarsa componente biogenica (< 10%) e di IRD (>10%).

Nel settore orientale della piattaforma (ovest del 178°O) e nella Baia di Sulzberger, a est di Cape Colbeck si rinvencono sedimenti del primo tipo; nel settore occidentale prevalgono i sedimenti silicei; mentre i sedimenti del terzo gruppo ricoprono la piattaforma nell'area antistante Cape Colbeck e lungo il margine orientale della RIS.

L'arricchimento di fanghi biogenici nel settore occidentale è dovuto principalmente alla presenza in tale area delle Acque Circumpolari Fredde, ricche di nutrienti; si instaura così una circolazione di tipo ciclonico che contribuisce all'instaurarsi del fenomeno dell'upwelling, innalzando la produttività dell'area (Truesdale & Kellogg, 1979).

Raramente i fanghi organogeni hanno una rilevante componente carbonatica, in quanto nel Mare di Ross il livello di compensazione dei gusci carbonatici (CCD), viene posizionata mediamente attorno ai 500 metri di profondità (Kennett, 1977) e al di sotto di tale limite si verificano l'alterazione e il discioglimento dei gusci.

Inoltre alcuni fattori sedimentari che non vanno trascurati sono legati al rimaneggiamento degli alti morfologici da parte degli iceberg a notevole pescaggio e alle correnti di torbida che risultano essere un importante agente di trasporto sulla piattaforma.

#### 12.4.2 - Depositi glaciali antichi

Grazie a sondaggi profondi eseguiti in diversi settori della piattaforma di Ross è stata individuata ad una profondità di alcune decine di metri (Hayes & Davey, 1975) una superficie di discordanza, la "*Ross Sea Unconformity*" (RSU), che è legata a una o più fasi erosive causate dall'espansione della piattaforma di ghiaccio durante i massimi glaciali.

Questa discontinuità separa due unità sedimentologiche fondamentali; quella inferiore è caratterizzata da alternanze di fanghi ghiaiosi e fanghi ricchi in diatomee, di età compresa tra il tardo Oligocene (~ 25-26 Ma) e il Miocene superiore (3-5 Ma) (Hayes & Frankes, 1975); l'unità superiore, spessa circa 20 metri, è costituita da diamicton massivo sovraconsolidato con fossili marini rimaneggiati del Pleisocene-recente (Kellogg *et al.*, 1979a). L'unità inferiore è stata interpretata come deposito glacio-marino conseguente ad un periodo di intensa esarazione (Barrett, 1975), mentre l'unità superiore, rappresenterebbe depositi glaciali che non hanno subito una rielaborazione marina.

### 12.5 - Erosione e trasporto glaciale

Come già accennato nel capitolo precedente nel Mare di Ross si trova una delle più vaste piattaforme galleggianti dell'Antartide, la Ross Ice Shelf. Ha un bacino di drenaggio di circa  $1.8 \times 10^6$  Km<sup>2</sup>, di cui circa un terzo proviene dall'Antartide occidentale, (WAIS), e i due terzi da quello orientale (EAIS); solo una piccola porzione proviene dall'area montana della Terra Vittoria settentrionale.

Nel Mare di Ross, come pure in tutto in continente Antartico lo sbocco della piattaforma glaciale (*Ice Sheet*) in mare avviene attraverso tre differenti modalità:

- **Piattaforme galleggianti (*Ice shelf*)**; hanno uno spessore che varia da decine a centinaia di metri e rappresentano la porzione galleggiante delle "*Ice Sheet*". I sedimenti contenuti nei ghiacci vengono trasportati anche a notevoli distanze dalla costa, poiché vengono trasportati dagli iceberg che si distaccano in corrispondenza della "*calving line*".
- **Ghiacciai di sbocco ("*outlet glaciers*")**; in questo caso l'accumulo avviene principalmente attraverso le precipitazioni superficiali mentre l'ablazione si verifica per distacco degli iceberg. Molto forte risulta l'erosione ai fianchi delle valli attraversate da questi ghiacciai e pertanto il trasporto di materiale appare cospicuo.
- **Muri di ghiaccio ("*Ice walls*")**; rappresentano un'interruzione delle lingue glaciali che scendono verso mare.

Poiché la maggior parte del continente Antartico è coperta da piattaforme di ghiaccio ancorato, l'erosione e il trasporto dei sedimenti terrigeni al mare sono dovuti principalmente a processi subglaciali (Anderson *et al.*, 1984), e rispetto ai ghiacciai temperati, in cui le acque di fusione hanno un ruolo fondamentale nel trasporto del materiale, in quelli polari i sedimenti vengono rilasciati direttamente in mare dai ghiacci.

I processi di erosione e deposizione che agiscono sulla morfologia del Mare di Ross dipendono anche dalle oscillazioni della *Ross Ice Sheet*, che dal Miocene ad oggi ha agito sui fondali della piattaforma facendo prevalere i fenomeni erosivi, legati all'aumento delle condizioni glaciali.

I meccanismi principali attraverso i quali il detrito viene intrappolato alla base della *Ice Sheet* sono legati alla pressione di fusione e ricongelamento (Kamb & La Chapelle, 1964) e al congelamento diretto (Weertman, 1961; Whillans, 1978).



## 13 - RISULTATI CAROTA ANTA96 5BIS

La carota ANTA 5bis è stata campionata durante la XI campagna oceanografica del PNRA dalla nave M/N "Italica" in Antartide, poco a nord del Ross Bank, in corrispondenza del Glomar Challenger Basin (Mare di Ross Centrale), all'interno di una depressione profonda 570 m. Sono stati recuperati 635 cm suddivisi in 6 spezzoni (1sp.-120 cm; 2sp.-120 cm; 3sp.-35 cm; 4sp.-120 cm; 5sp.-120 cm; 6sp.-117 cm).

### 13.1 - Analisi radiografiche

Inizialmente i sei spezzoni che costituiscono la carota oggetto di studio sono stati sottoposti ad analisi ai raggi X come di seguito descritto schematicamente:

**6 spezzone** (0-117 cm): Si presenta uniforme, costituito da un sedimento compatto ed omogeneo. Compaiono frequentemente livelli bioturbati lungo tutto lo spezzone.

**5 spezzone** (117-237 cm): Questo spezzone si può dividere in tre unità: da 117 a 145 cm è caratterizzato da un sedimento compatto ed omogeneo privo di qualsiasi struttura sedimentaria; da 145 a 195 cm è presente un sedimento meno compatto che ritorna alle caratteristiche precedentemente descritte da 195 a 240 cm.

**4 spezzone** (237-357 cm): Tutto lo spezzone presenta una tessitura omogenea. Tra i 290 e i 300 cm compaiono rari ciottolotti millimetrici.

**3 spezzone** (357-396 cm): Anche questo spezzone è caratterizzato da più unità: da 357 a 370 cm si rinviene un sedimento prevalentemente omogeneo con la sporadica presenza di ciottoli millimetrici; da 370 a 390 cm si incontra una tessitura compatta in cui sono immersi granuli centimetrici e millimetrici; da 390 cm al fondo riprende una tessitura compatta ed omogenea priva di granuli.

**2 spezzone** (396-516 cm): Anche in questo secondo spezzone si distinguono più unità: da 396 a 420 cm si incontra un sedimento omogeneo con la sporadica presenza di granuli millimetrici; da 420 a 445 cm si osserva un livello a gradazione inversa tipo "*Debris flow*" in cui i primi 5 cm sono costituiti da una ghiaia centimetrica (si riescono a contare 6 granuli) mentre i restanti 20 cm circa sono costituiti da una ghiaia millimetrica mista ad una sabbia grossolana immersi in una matrice compatta. Da 445 cm al fondo (516 cm) si osserva un sedimento omogeneo in cui si rinvergono, in maniera disordinata, granuli centimetrici e millimetrici.

**1 spezzone (516-636 cm):** Si osserva un sedimento del tutto simile a quello rinvenuto alla base dello spezzone precedente, con la presenza di granuli millimetrici e centimetrici.

## 13.2 - Descrizione macroscopica

La carota al momento del taglio presentava un buono stato di conservazione. Di seguito viene riportata schematicamente la descrizione che ha preceduto la fase del campionamento (Fig. 13.2.1).

In particolare sono state fatte osservazioni su granulometria, variazioni cromatiche, strutture sedimentarie ed eventuale presenza di resti organogeni. Per quanto riguarda il colore si è fatto riferimento alle tavole di Munsell (soil color chart).

**6 spezzone (0-117 cm) -** Dal punto di vista granulometrico il sedimento si presenta omogeneo caratterizzato da un argilla siltosa molto idrata mentre per quanto riguarda il colore, questo tende a variare lungo lo spezzone da verde a grigio.

LIVELLO	DESCRIZIONE
0-32 cm	Silt argilloso, molto idrato, con abbondante presenza di spicole di spugna centimetriche; dai 20 ai 24 cm il silt è leggermente sabbioso. Colore: 5y 4/3 - Olive.
32-58 cm	Silt argilloso, leggermente meno idrato rispetto ai livelli precedenti, sempre ricco di spicole. Colore: 5y 5/2 - Olive gray.
58-102 cm	Argilla debolmente siltosa, idrata talvolta plastica, sempre ricca di spicole. Colore: 5y 5/1 - Gray.
102-117 cm	Argilla siltosa, idrata talora plastica ricca di spicole anche centimetriche. Colore: 5y 6/2 - Light olive gray.

**5 spezzone (117 - 237 cm) -** Si passa da un'argilla idrata ad un silt grossolano con la presenza di una sacca sabbiosa attorno ai 182-187 cm, per tornare nuovamente ad un sedimento argilloso non idrato molto plastico verso la parte terminale dello spezzone.

LIVELLO	DESCRIZIONE
117-167 cm	Argilla siltosa, molto idrata, talvolta plastica con abbondante presenza di spicole centimetriche. Colore: 5y 6/3 - Pale olive. Tra i 26 e i 44 cm compaiono tasche di sedimento più chiare (Colore: 5y 7/3 - Pale yellow) probabilmente dovute a bioturbazione. Dai 156 ai 167 cm si passa ad un argilla sabbiosa.
167-174 cm	Argilla sabbiosa, plastica e poco idrata. Colore - 5y 5/2 Olive gray.

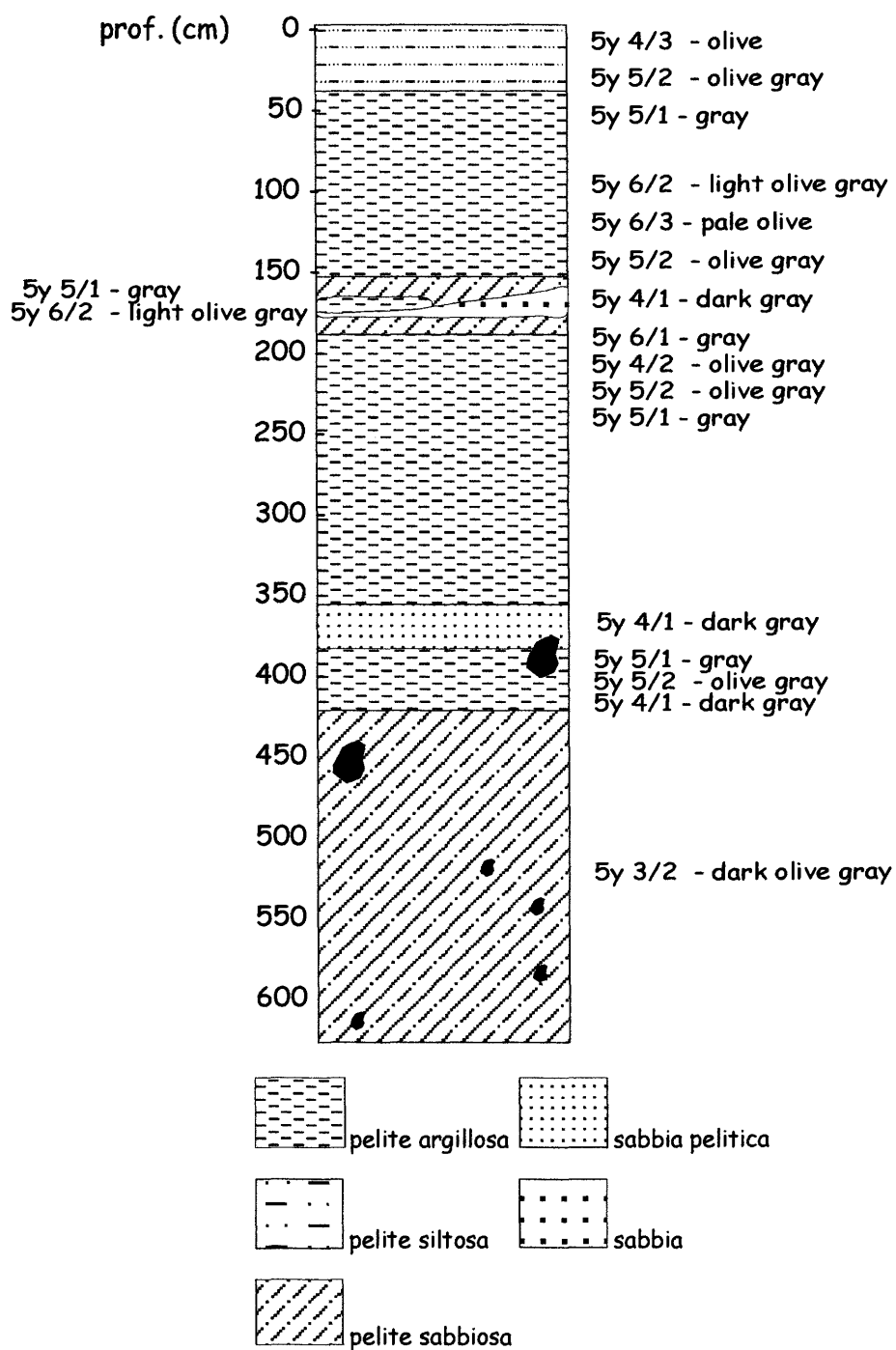


Fig. 13.2.1 - Log preliminare delle caratteristiche sedimentologiche della carota ANTA 5bis. Per i colori sono state usate le tavole di Munsell.

174-190 cm	Questo livello risulta particolarmente disturbato. 174 - 178 cm - argilla sabbiosa (Colore: 5y 5/1 - Gray); 178 - 188 cm - livello caratterizzato da due sacche una pelitica (Colore: 5y 5/1 - Gray) e una sabbiosa (Colore: 5y 4/1 - Dark gray); a questo livello segue, tramite contatto ondulato, un'argilla sempre sabbiosa (Colore - 5y 6/2 - Light olive gray).
190-192 cm	Argilla idrata con poche spicole. Colore: 5y 6/1 - Gray.
192-208 cm	Argilla poco idrata, molto plastica con qualche spicola. Colore: 5y 4/2 - Olive gray
208-237 cm	Argilla molto plastica, poco idrata e molto dura, con sporadica presenza di spicole. Colore: 5y 5/2 - Olive gray.

**4 spezzone** (237-357 cm) - Lo spezzone si presenta uniforme sia dal punto di vista granulometrico che del colore, infatti le variazioni che si rinvenivano sono molto lievi.

LIVELLO	DESCRIZIONE
237-322 cm	Argilla idrata, plastica con sporadica presenza di spicole. Colore: 5y 5/1 Gray. Da sottolineare una zona di colore nero tra i 258-259 cm e un'alternanza di livelli chiari (Colore: 5y 6/1 - Gray) e scuri (Colore: 5y 5/1 - Gray) tra i 275 e i 287 cm.
322-357 cm	Argilla plastica poco idrata. Colore: 5y 6/1 - Gray.

**3 spezzone** (357-396 cm) - Lo spezzone presenta variazioni sia dal punto di vista granulometrico che del colore. Si rinvenivano disseminati lungo tutta la lunghezza alcuni ciottoli centimetrici.

LIVELLO	DESCRIZIONE
357-364.5 cm	Argilla siltoso/sabbiosa poco idrata, plastica, con granuli millimetrici. Colore: 5y - 5/1 Gray.
364.5-383 cm	Sabbia argillosa con granuli millimetrici, friabile. Nei primi tre centimetri si osserva una breccia a grana fine. Colore: 5y 4/1 - Dark gray. Compiono in questo tratto delle laminazioni ondulate di colore rosato (10R 6/2 - Pale red).

**2 spezzone** (396-516 cm) - Lo spezzone presenta variazioni sia dal punto di vista granulometrico che del colore. Si rinvenivano disseminati lungo tutto lo spezzone alcuni ciottoli centimetrici. Presente un livello a gradazione inversa attorno ai 420-430cm circa

LIVELLO	DESCRIZIONE
396-400 cm	Argilla sabbiosa, plastica e poco idrata con la presenza di spicole millimetriche. Colore: 5y 5/1 - Gray.
400-419 cm	Sabbia argillosa con presenza di granuli millimetrici, plastica e poco idrata. Presenza di spicole millimetriche. Colore: 5y 5/2 - Olive gray.
419-425 cm	Sabbia argillosa ricca di granuli millimetrici e spicole, molto friabile. Colore 5y 4/1 - Dark gray.

425-431 cm	Livello caratterizzato da due sacche una più argillosa e plastica e una più sabbiosa e friabile. Colore: 5y 4/1 - Dark gray.
431-516 cm	Argilla talvolta sabbiosa, generalmente plastica e poco idrata. In alcuni livelli presenti granuli millimetrici e ciottoli centimetrici. Colore: 5y 3/2 - Dark Olive gray.

**1 spezzone (516-636 cm)** - Lo spezzone si presenta uniforme sia dal punto di vista granulometrico che del colore. Presenta una struttura del tipo diamicton; disseminati lungo tutta la lunghezza si ritrovano ciottoli millimetrici e centimetrici immersi in una matrice prevalentemente siltoso/argillosa.

LIVELLO	DESCRIZIONE
516-636 cm	Argilla sabbiosa poco idrata e molto plastica, con granuli millimetrici e centimetrici. Colore: 5y 3/2 - Dark olive gray.

### 13.3 - Descrizione microscopica speditiva della frazione sabbiosa

Al momento dell'apertura della carota sono state effettuate analisi speditive della frazione sabbiosa prendendo (circa ogni 30 cm) una piccola quantità di materiale, setacciato a 62.5  $\mu\text{m}$  e osservato al microscopio ottico a luce riflessa. Di seguito viene riportata schematicamente la descrizione di ogni singolo lavato dalla sommità alla base:

**0-2 cm (spezzone 1/6)** - Il campione presenta un rapporto "organico/inorganico" a favore della componente organica, che raggiunge percentuali particolarmente elevate. Di questa la frazione più abbondante risulta quella silicea, rappresentata soprattutto da spicole di spugna. Nella componente a foraminiferi prevale la frazione bentonica (*Miliammina* spp.), mentre scarsa risulta la componente planctonica, presente con la specie *Neogloboquadrina pachyderma*. La frazione inorganica è ben classata ed è ricca soprattutto di quarzo.

**21-26 cm (spezzone 1/6)** - Prevale la frazione organica su quella inorganica. Nella frazione organica sono abbondanti le spicole di spugna e i radiolari, che risultano avere una diversità specifica molto elevata. Le diatomee pur presenti sono subordinate. Tra i foraminiferi si rinvencono solo bentonici (*Miliammina* spp.). La componente inorganica risulta essere sempre ben classata e ricca nella frazione quarzosa.

**37-42 cm (spezzone 1/6)** - Il rapporto "organico/inorganico" è a favore della componente organica, ricca soprattutto della frazione silicea (spicole di spugna e radiolari e subordinatamente diatomee). Tra i foraminiferi esclusivamente bentonici, abbondante è la specie *Miliammina* spp.. La frazione inorganica, decisamente scarsa, risulta ben classata e ricca in quarzo.

**50-55 cm** (spezzone 1/6) - Come per i livelli precedenti la frazione più abbondante risulta quella organica ricca soprattutto della componente silicea (spicole di spugna e radiolari) mentre i foraminiferi sono presenti con percentuali molto basse e con la sola componente bentonica (*Miliammina* spp.). La frazione inorganica è caratterizzata da un sedimento quarzoso, ben classato.

**88-92 cm** (spezzone 1/6) - Rispetto ai livelli precedenti si osserva un aumento della componente inorganica rispetto a quella organica, in cui si osserva la scomparsa della frazione a foraminiferi, mentre sempre abbondanti risultano le spicole di spugna. La componente inorganica è costituita prevalentemente da quarzo, che risulta sempre ben classata.

**139-144 cm** (spezzone 1/5) - Si tratta di un livello costituito nella quasi totalità dalla frazione inorganica. La componente organica è presente con la sola frazione silicea, e, in particolare, con spicole di spugna e radiolari, che risultano avere una diversità specifica molto elevata; le diatomee, pur presenti, sono subordinate. La componente inorganica è costituita da una sabbia ben classata. Tra i minerali oltre al quarzo spiccano le miche.

**162-167 cm** (spezzone 1/5) - Nuovamente il rapporto della frazione "organica/inorganica" è a netto favore della componente inorganica. La frazione organica, molto scarsa, è costituita soprattutto da spicole di spugna, rari radiolari e diatomee. Quella inorganica risulta costituita da una sabbia mediamente classata ed estremamente quarzosa. Tra i minerali spiccano le miche.

**202-205 cm** (spezzone 1/5) - La componente inorganica risulta essere la frazione più abbondante. La componente organica è decisamente scarsa ed è caratterizzata dalle sole spicole di spugna. L'inorganico è presente con un sedimento mediamente classato e quarzoso.

**225-230 cm** (spezzone 1/5) - La componente biogenica è scarsa, caratterizzata dalle sole spicole di spugna. Prevale nettamente invece la componente inorganica, che è costituita da una sabbia quarzosa, ben classata, ricca di miche.

**244-248 cm** (spezzone 1/4) - La componente biogenica è scarsa, caratterizzata dalle sole spicole di spugna. La frazione inorganica invece risulta dominante, ed è costituita da una sabbia quarzosa, ben classata, ricca di quarzo e di miche.

**269-274 cm** (spezzone 1/4) - La componente biogenica è sempre molto scarsa, caratterizzata dalle sole spicole di spugna. Nuovamente prevale invece la componente inorganica, costituita da una sabbia quarzosa, ben classata, ricca di miche.

**303-308 cm** (spezzone 1/4) - Il sedimento è costituito prevalentemente dalla frazione inorganica, mentre molto scarsa risulta la componente biogenica costituita esclusivamente da spicole. La componente inorganica è caratterizzata da una sabbia fine quarzosa, ben classata.

**333-338 cm** (spezzone 1/4) - In questo livello prevale decisamente la frazione inorganica. La componente biogenica è molto scarsa ed è costituita prevalentemente dalla componente silicea (qualche spicola di spugna) anche se ricompare la componente a foraminiferi, esclusivamente bentonici. La componente inorganica è caratterizzata da una sabbia poco quarzosa ricca in miche.

**346-350 cm** (spezzone 1/4) - La componente inorganica risulta decisamente più abbondante rispetto quella organica, presente con qualche spicola e alcuni foraminiferi sia bentonici (*Trifarina angulosa*) che planctonici (*Neogloboquadrina pachyderma*). Per quanto concerne la frazione inorganica essa è costituita da una sabbia molto fine, poco quarzosa ricca in miche.

**370-375 cm** (spezzone 1/3) - Questo livello risulta quasi sterile nella componente organica, mentre la frazione inorganica è abbondante, mal classata e ricca soprattutto in quarzo.

**410-412 cm** (spezzone 1/2) - La componente più abbondante risulta la frazione inorganica, mentre la componente biogenica, quasi assente, è ricca di spicole di spugna, mentre scarsi sono i radiolari e le diatomee. Nuovamente scompaiono i foraminiferi. La frazione inorganica è caratterizzata da un sedimento a matrice quarzosa, mal classato con frammenti di roccia.

**540-542 cm** (spezzone 1/1) - Il rapporto tra la frazione organica e quella inorganica è a favore della componente inorganica. La componente biogenica è ricca di spicole, anche molto grosse, e ricompaiono i foraminiferi sia bentonici che planctonici.

La frazione inorganica è costituita da un sedimento a matrice quarzosa mal classato con granuli di quarzo anche ben arrotondati. Tra i minerali biotite, muscovite, minerali accessori (granati) e presenti anche frammenti di roccia.

**605-607 cm** (spezzone 1/1) - Prevale nettamente la componente inorganica sulla componente biogenica che risulta quasi assente, con rare spicole e qualche foraminifero bentonico. La frazione inorganica è caratterizzata da un sedimento a matrice quarzosa mal classato. Tra i minerali biotite, muscovite, minerali accessori (granati); presenti anche frammenti di rocce metamorfiche.

## 13.4 - Discussione

Da queste indagini speditive risulta che la carota ANTA96 5bis è disomogenea dal punto di vista sedimentologico. Già l'indagine radiografica ha messo in evidenza sia le differenze granulometriche che la presenza di clasti e di strutture sedimentarie. Queste differenze sono state successivamente confermate all'atto dell'apertura della carota anche alla luce delle variazioni cromatiche molto marcate (Fig. 13.4.1).

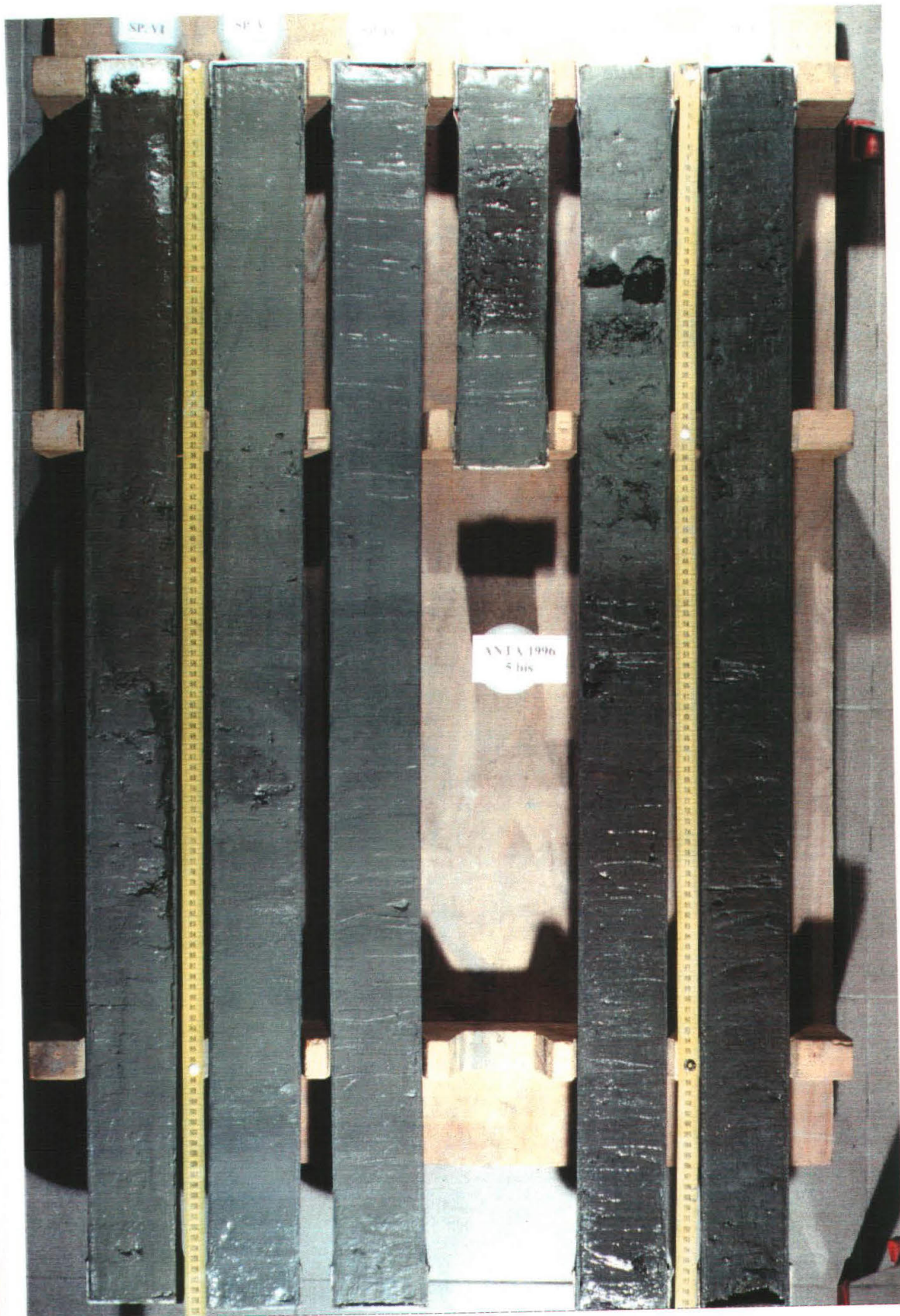


Fig. 13.4.1 - Fotografia della carota ANTA 5bis.



Si passa infatti da un colore prevalentemente verde oliva (5y 4/3) che sfuma ad un grigio oliva (5y 5/2) ed ad un grigio (5y 5/1) nei primi 60 cm, quindi fino a circa 450 cm si alternano variazioni cromatiche dal grigio chiaro oliva (5y 6/2) al grigio oliva (5y 5/2) al grigio scuro (5y 4/1), fino ad arrivare, negli ultimi 200 cm circa, ad un colore più uniforme e più scuro sempre però con una tonalità verde (5y 3/2). Il colore più chiaro dei livelli superficiali è probabilmente dato dall'abbondante presenza di spicole di spugna, diatomee, radiolari e subordinatamente foraminiferi, come ha evidenziato la prima indagine microscopica; presenze che gradualmente tendono a diminuire a favore della frazione inorganica procedendo verso i livelli più profondi della carota.

Sono state osservate alcune strutture sedimentarie lungo i sei spezzoni come la presenza sporadica di livelletti di bioturbazioni concentrati soprattutto verso la superficie e un livello a gradazione inversa tipo "*debris flow*". Questa facies è caratterizzata da un tetto ghiaioso, seguito verso il basso da un sedimento sabbioso/siltoso, il tutto immerso in una matrice fine. Generalmente questo tipo di deposito si ha quando si crea una interazione tra i granuli alla base di una corrente di torbida ad elevata concentrazione, che produce un gradiente inverso nel flusso (Wang & Hesse, 1996).

Dal punto di vista litologico si osserva un sedimento mediamente fine, silt argilloso, con però la presenza sporadica di sacche sabbiose concentrate soprattutto nei primi quattro metri di carota. Gli ultimi due metri sembrano granulometricamente più omogenei, caratterizzati da una mescolanza di sabbia, silt e argilla, e una abbondante presenza di granuli millimetrici e centimetrici immersi in questa matrice.

### 13.5 - Datazioni radiometriche

In questa carota sono state effettuate sei datazioni (Fig. 13.5.1) schematizzate nella tabella seguente:

livello (cm)	anni B.P.
0-2	3820±40
84-86	24740±110
90-92	21820±210
190.5-192	27270±410
339-342	27370±410
450-453	37000±1400

Tab. 13.5.1 - Età radiometriche non corrette della carota ANTA 5bis

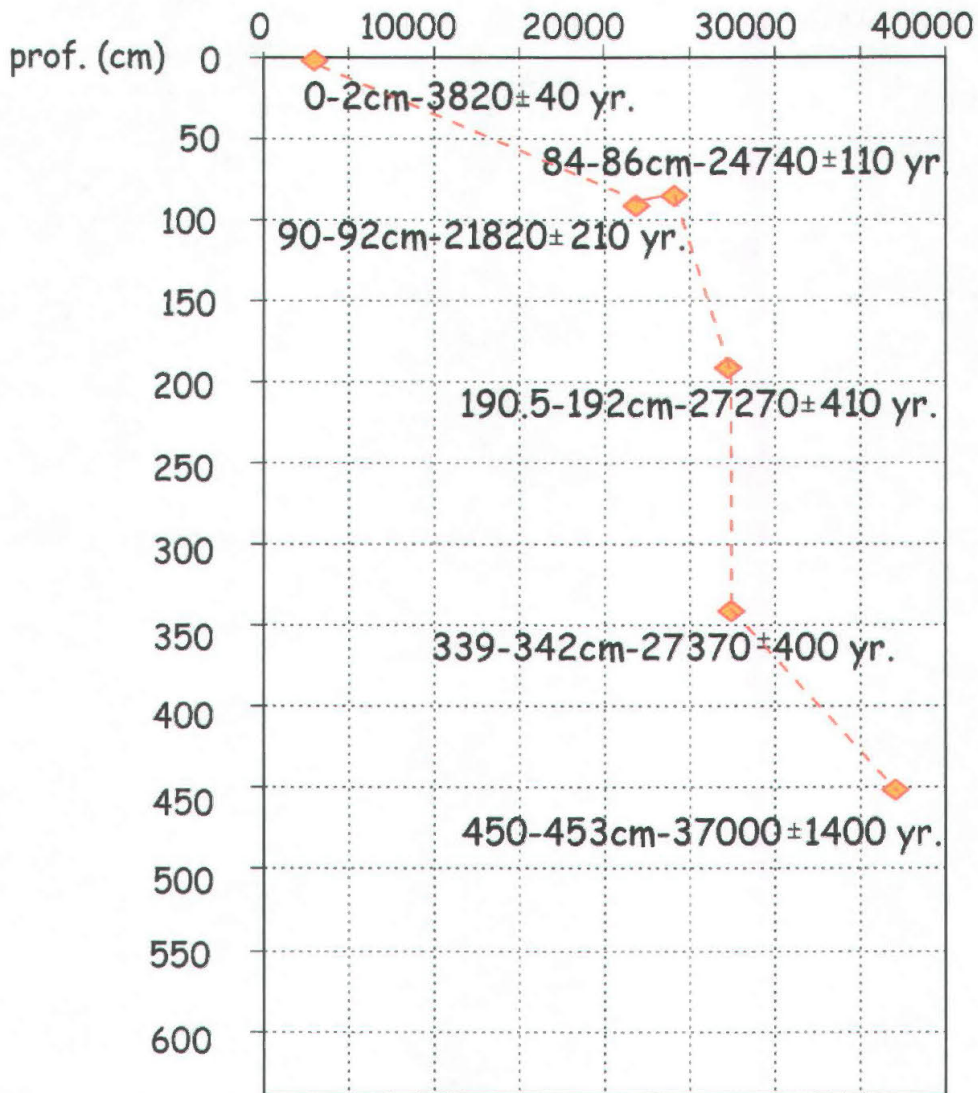


Fig. 13.5.1 - Età radiometriche non corrette nella carota ANTA 5bis.

Sulla base della età radiometriche non corrette sono stati calcolati i tassi di sedimentazione nell'area indagata. Prendendo in considerazione tutte le età radiometriche misurate all'interno della carota si è visto che questi variano da 5 cm/1000anni nei livelli più superficiali aumentando in quelli sottostanti. In particolare si raggiungono 42 cm/1000 anni tra i 91 cm e i 191 cm, 149.5 cm/1000 anni nell'intervallo 191-340.5 cm e 11.53 cm/1000 anni nella parte basale tra i 340.5 cm e i 451.5 cm. Da questi tassi si osserva un valore particolarmente elevato nell'intervallo centrale della carota che, come spiegato nelle discussioni di questo capitolo, potrebbe essere legato a fenomeni di scivolamenti gravitativi all'interno del bacino studiato.

### 13.6 - Contenuto in acqua

In figura 13.6.1 viene riportato il *log* della variazione verticale del contenuto in acqua sul peso secco. Si osserva un andamento decisamente irregolare dalla superficie al fondo con l'alternanza di livelli uniformi a livelli caratterizzati da brusche oscillazioni. Dalla superficie a circa 80 cm il contenuto in acqua è abbastanza uniforme con un tenore medio pari a  $87 \pm 7.41\%$ . Quindi si registrano fino a circa 190 cm una serie di aumenti e diminuzioni (aumento =  $106 \pm 14.92\%$ ; calo =  $55 \pm 3.11\%$ ; aumento =  $84 \pm 12.95\%$ ; calo =  $59 \pm 9.20\%$ ). Tra i 190 e i 360 cm circa si ha un andamento decisamente costante con una media pari a  $85 \pm 6.5\%$ . A questo segue nuovamente un alternanza di minimi e massimi (365-379 cm =  $37 \pm 3.2\%$ ; 382-392 cm =  $70 \pm 9.46\%$ ; 394-428 cm =  $30 \pm 7.51\%$ ) con valori che si uniformano nella parte terminale della carota, dai 430 cm circa fino al fondo, con un tenore medio di  $42 \pm 2.11\%$  (Tab. 13.6.1)

### 13.7 - Suscettività magnetica

I valori ottenuti di suscettività magnetica sono riportati nella tabella 13.7.1 e sono stati misurati secondo il Sistema Internazionale (SI).

I tenori, come evidenziato anche dal *log* verticale (Fig. 13.7.1), sono variabili dalla superficie fino a circa 400 cm, quindi la suscettività magnetica tende ad uniformarsi fino alla base della carota. Dalla superficie fino a circa i 200 cm la suscettività tende gradualmente ad aumentare con un tenore medio di  $10.54 \pm 4.5$ . Quindi si alternano valori di suscettività più alti a tenori più bassi compresi mediamente tra i 10 e i 30.

In particolare, si osserva un aumento ( $24.26 \pm 2.09$ ) tra i 200-227 cm, un calo ( $12.3 \pm 1.7$ ) tra i 227-237 cm seguito da un ulteriore aumento ( $26.73 \pm 7.29$ ) fino ai 259 cm e da un altro calo ( $14.28 \pm 2.96$ ) tra i 259 e i 291 cm. Segue un altro aumento fino ai 367 m con una media di  $21.90 \pm 3.99$  al quale segue un

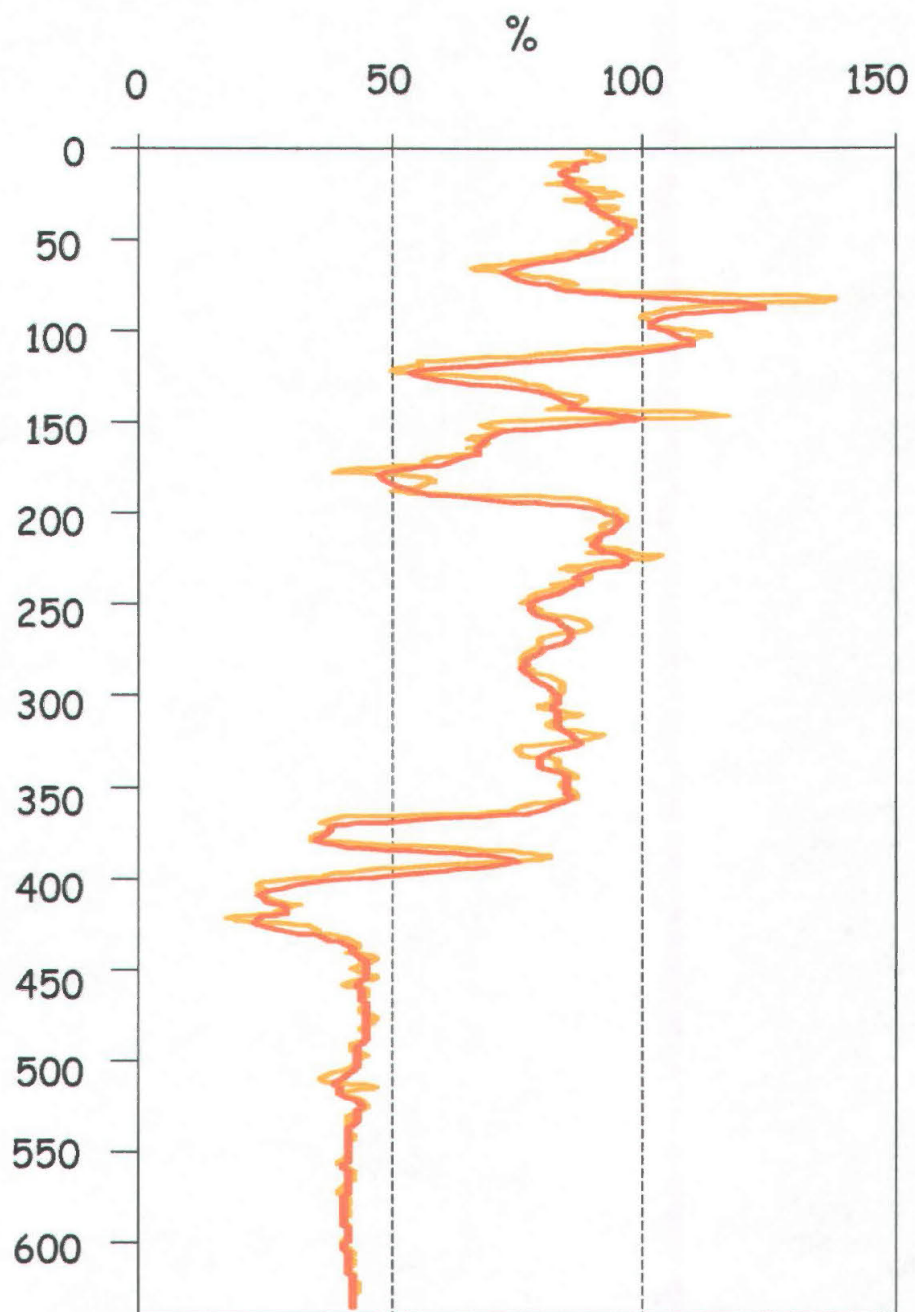


Fig. 13.6.1 - Distribuzione verticale del contenuto in acqua su peso secco della carota ANTA 5bis.

livello (cm)	% H <sub>2</sub> O su peso secco	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O su peso secco	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O su peso secco	livello (cm)	% H <sub>2</sub> O su peso secco
0-2	88,71	137-139	86,97	283-286	77,31	439-441	41,22
2-4	89,49	139-141	86,07	286-289	78,71	441-443	46,02
4-6	91,36	141-143	81,94	289-292	82,52	443-445	47,01
6-8	84,50	143-145	103,72	292-295	83,64	445-447	45,76
8-10	82,26	145-146,5	116,71	295-298	83,41	447-450	42,73
10-12	86,22	146,5-148	96,89	298-300	82,51	450-453	44,22
12-14	83,84	148-150	73,19	300-302	82,41	453-456	46,61
14-16	85,12	150-152	67,89	302-304	82,95	456-459	40,57
16-18	88,02	152-154	72,36	304-306	79,73	459-462	45,36
18-20	80,95	154-156	70,81	306-308	81,56	462-465	45,23
20-22	91,61	156-158	68,04	308-311	87,20	465-468	44,53
22-24	89,55	158-160	65,19	311-314	83,97	468-471	45,06
24-26	94,98	160-162	69,23	314-317	80,77	471-474	44,03
26-28	84,51	162-164	65,58	317-320	84,78	474-477	46,85
28-30	86,28	164-166	67,44	320-322	92,03	477-480	45,58
30-32	93,89	166-168	65,65	322-324	89,17	480-483	44,07
32-34	94,61	168-170	58,69	324-327	81,97	483-486	44,85
34-36	91,74	170-172	56,34	327-330	75,33	486-489	45,11
36-38	92,98	172-174	57,25	330-333	76,02	489-492	42,49
38-40	98,26	174-176	43,12	333-336	83,27	492-495	41,94
40-42	97,98	176-178	39,04	336-339	82,92	495-498	44,80
42-44	98,14	178-180	52,19	339-342	84,56	498-501	43,24
44-46	93,41	180-183	58,23	342-345	86,33	501-504	42,52
46-48	96,30	183-186	55,64	345-348	84,14	504-507	39,77
48-50	96,53	186-189	51,13	348-351	83,62	507-510	36,09
50-52	92,65	189-190,5	69,32	351-354	86,39	510-513	37,06
52-54	90,28	190,5-192	86,88	354-357	86,75	513-516	46,39
54-56	88,90	192-194	89,83	357-360	78,27	516-519	40,44
56-58	82,62	194-196	91,08	360-362	75,05	519-522	42,91
58-60	83,07	196-198	94,72	362-364	73,19	522-525	45,02
60-62	73,68	198-200	94,82	364-366	44,53	525-528	43,87
62-64	75,47	200-202	96,18	366-368	38,43	528-531	42,29
64-66	66,40	202-204	95,81	368-370	36,23	531-534	41,45
66-68	75,17	204-206	92,67	370-372	37,75	534-537	41,35
68-70	75,04	206-208	92,05	372-374	38,06	537-540	41,63
70-72	82,73	208-210	92,58	374-376	35,38	540-543	42,22
72-74	86,06	210-212	90,70	376-378	34,79	543-546	41,49
74-76	83,37	212-214	89,35	378-381,5	34,38	546-549	41,76
76-78	88,11	214-216	89,89	381,5-383	55,56	549-552	41,57
78-80	100,52	216-219	90,67	383-385	71,40	552-555	40,78
80-82	137,65	219-220	96,98	385-387	75,95	555-558	39,96
82-84	135,19	220-221	88,86	387-389	81,37	558-561	41,24
84-86	115,37	221-223	103,32	389-391	71,35	561-564	42,39
86-88	105,36	223-225	98,71	391-393	61,52	564-567	42,23
88-90	102,79	225-227	94,39	393-396	51,16	567-570	40,96
90-92	99,69	227-229	85,93	396-398	39,22	570-573	40,03
92-94	102,49	229-231	83,44	398-400	35,93	573-576	40,63
94-96	101,18	231-233	88,57	400-402	29,09	576-579	41,43
96-98	102,10	233-235	89,07	402-404	24,15	579-582	40,91
98-100	106,54	235-237	88,28	404-406	24,29	582-585	41,08
100-102	113,17	237-239	82,24	406-408	23,90	585-588	40,55
102-104	109,07	239-241	83,90	408-410	24,51	588-591	41,27
104-106	109,21	241-243	79,88	410-412	25,45	591-594	41,57
106-108	105,15	243-245	77,97	412-414	28,28	594-597	41,24
108-110	99,73	245-247	77,21	414-415	31,87	597-600	40,94
110-112	84,66	247-249	76,29	415-416,5	30,18	600-603	40,26
112-114	72,10	249-251	77,71	416,5-418,5	27,31	603-606	42,12
114-117	55,67	251-253	79,70	418,5-419,5	27,49	606-609	41,56
117-119	55,91	253-256	79,87	419,5-421	21,79	609-612	42,31
119-121	51,59	256-259	86,05	421-423	18,05	612-615	41,35
121-123	51,46	259-262	89,40	423-425	23,06	615-618	42,03
123-125	58,74	262-265	88,24	425-427	33,84	618-621	42,37
125-127	74,07	265-268	80,36	427-429	34,99	621-624	42,97
127-129	76,80	268-271	79,83	429-431	35,85	624-627	42,97
129-131	80,56	271-274	79,31	431-433	39,96	627-630	42,51
131-133	81,03	274-277	76,39	433-435	42,27	630-633	42,13
133-135	83,73	277-280	75,80	435-437	42,91	633-636	42,73
135-137	88,13	280-283	75,66	437-439	42,87		

Tab. 13.6.1 - Tabella dei valori relativi al contenuto in acqua su peso secco per la carota ANTA 5bis.

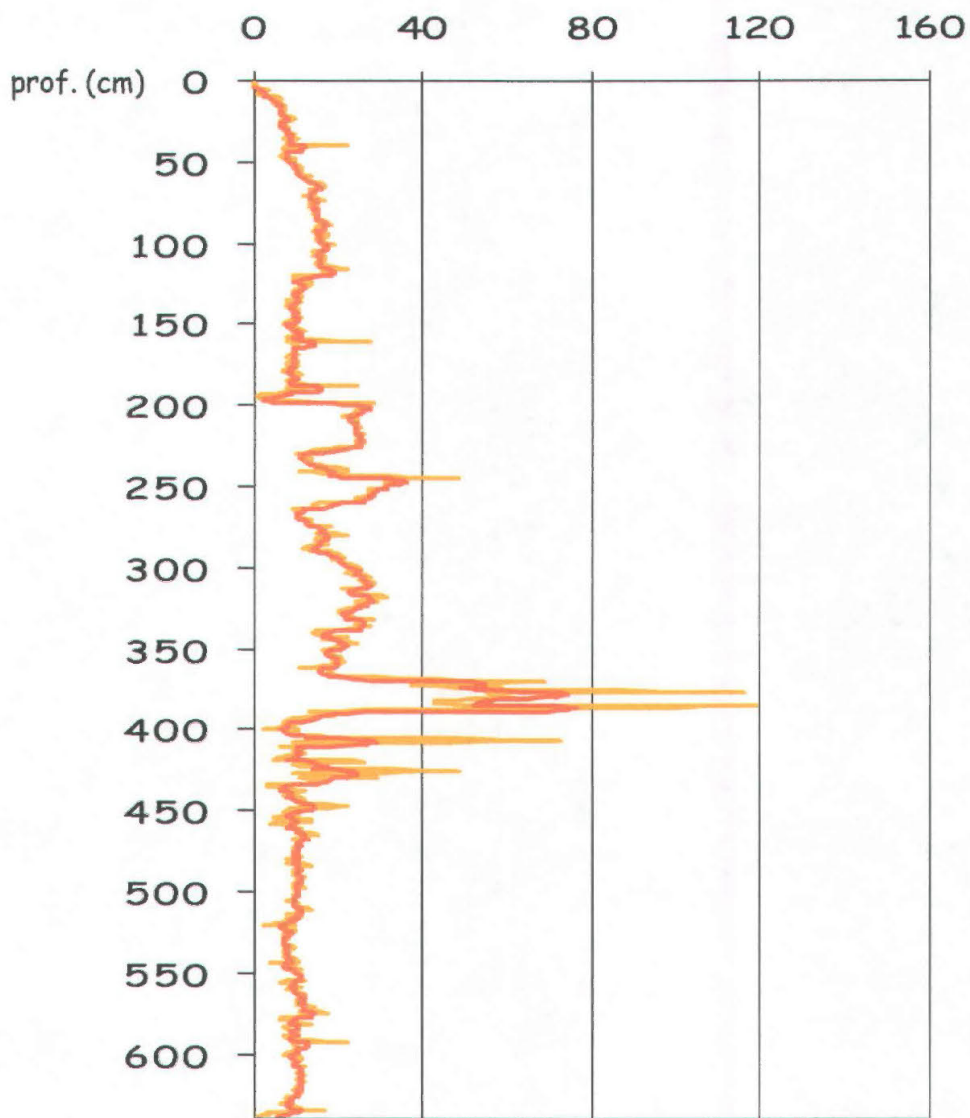


Fig. 13.7.1 - Distribuzione verticale della Suscettività magnetica (SI) nella carota ANTA 5bis. In giallo sono rappresentati i valori analizzati ogni centimetro, in arancione quelli calcolati eseguendo una media mobile in base 5.

livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività
1	0	65	16	129	9	193	4	257	24
2	0	66	13	130	10	194	1	258	24
3	0	67	13	131	9	195	2	259	23
4	0	68	14	132	10	196	2	260	18
5	3	69	14	133	11	197	3	261	14
6	2	70	12	134	10	198	28	262	15
7	2	71	12	135	8	199	28	263	12
8	1	72	15	136	11	200	26	264	9
9	4	73	16	137	8	201	27	265	10
10	5	74	13	138	8	202	26	266	10
11	6	75	14	139	9	203	24	267	10
12	5	76	13	140	10	204	25	268	10
13	5	77	15	141	10	205	23	269	11
14	6	78	13	142	10	206	21	270	13
15	6	79	15	143	9	207	22	271	12
16	7	80	15	144	9	208	24	272	13
17	7	81	15	145	11	209	24	273	13
18	6	82	14	146	10	210	24	274	15
19	6	83	15	147	10	211	23	275	18
20	7	84	15	148	8	212	24	276	16
21	7	85	16	149	7	213	25	277	16
22	7	86	16	150	9	214	24	278	15
23	9	87	17	151	8	215	24	279	16
24	7	88	18	152	10	216	24	280	22
25	6	89	16	153	12	217	24	281	15
26	6	90	15	154	10	218	26	282	15
27	7	91	15	155	9	219	25	283	16
28	8	92	14	156	11	220	25	284	15
29	7	93	15	157	9	221	25	285	17
30	7	94	16	158	8	222	24	286	15
31	8	95	17	159	10	223	26	287	13
32	8	96	15	160	27	224	24	288	12
33	9	97	15	161	8	225	25	289	15
34	8	98	15	162	10	226	20	290	18
35	10	99	16	163	10	227	18	291	18
36	7	100	19	164	9	228	13	292	20
37	9	101	16	165	9	229	10	293	20
38	8	102	17	166	9	230	10	294	21
39	9	103	16	167	9	231	11	295	19
40	22	104	16	168	9	232	11	296	21
41	7	105	14	169	10	233	13	297	22
42	7	106	15	170	8	234	13	298	21
43	8	107	14	171	9	235	13	299	24
44	8	108	16	172	9	236	15	300	25
45	8	109	16	173	10	237	14	301	25
46	6	110	16	174	8	238	17	302	24
47	8	111	15	175	10	239	22	303	22
48	9	112	15	176	8	240	21	304	26
49	9	113	15	177	9	241	11	305	26
50	9	114	18	178	7	242	19	306	27
51	9	115	22	179	7	243	22	307	25
52	9	116	17	180	9	244	48	308	28
53	11	117	16	181	11	245	31	309	26
54	10	118	19	182	10	246	33	310	28
55	10	119	17	183	9	247	31	311	27
56	10	120	9	184	9	248	32	312	22
57	11	121	9	185	8	249	31	313	21
58	11	122	9	186	9	250	31	314	23
59	13	123	9	187	18	251	30	315	25
60	12	124	13	188	24	252	27	316	26
61	13	125	13	189	8	253	27	317	27
62	14	126	11	190	11	254	28	318	31
63	15	127	11	191	9	255	28	319	26
64	16	128	11	192	10	256	28	320	29

Tab. 13.7.1 - Tabella relativa ai valori di Suscettività magnetica nella carota ANTA 5bis.

livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività	livello (cm)	Suscettività
321	24	385	119	449	10	513	10	577	11
322	26	386	81	450	8	514	8	578	8
323	26	387	33	451	7	515	11	579	6
324	24	388	13	452	8	516	9	580	10
325	23	389	14	453	10	517	8	581	13
326	20	390	15	454	5	518	8	582	11
327	22	391	19	455	13	519	6	583	7
328	20	392	15	456	13	520	2	584	8
329	22	393	11	457	7	521	9	585	10
330	23	394	8	458	4	522	8	586	10
331	25	395	8	459	9	523	9	587	10
332	28	396	7	460	10	524	9	588	9
333	25	397	9	461	11	525	8	589	7
334	24	398	8	462	10	526	7	590	8
335	26	399	2	463	10	527	7	591	10
336	27	400	10	464	12	528	7	592	22
337	23	401	9	465	15	529	8	593	10
338	20	402	10	466	11	530	7	594	9
339	16	403	9	467	11	531	7	595	10
340	14	404	14	468	9	532	7	596	12
341	15	405	18	469	11	533	8	597	10
342	20	406	72	470	10	534	9	598	9
343	22	407	11	471	10	535	7	599	8
344	16	408	9	472	11	536	8	600	7
345	22	409	13	473	9	537	7	601	9
346	24	410	6	474	9	538	8	602	11
347	20	411	14	475	10	539	8	603	11
348	21	412	10	476	10	540	7	604	9
349	19	413	9	477	9	541	9	605	9
350	16	414	12	478	11	542	10	606	9
351	17	415	11	479	8	543	9	607	10
352	17	416	9	480	10	544	4	608	12
353	19	417	6	481	10	545	9	609	11
354	20	418	5	482	8	546	7	610	11
355	19	419	17	483	10	547	10	611	10
356	19	420	26	484	13	548	11	612	10
357	19	421	10	485	10	549	9	613	12
358	21	422	14	486	9	550	11	614	11
359	20	423	17	487	11	551	11	615	10
360	18	424	15	488	10	552	11	616	10
361	11	425	48	489	9	553	11	617	12
362	16	426	10	490	12	554	12	618	11
363	18	427	19	491	11	555	9	619	11
364	18	428	19	492	10	556	6	620	10
365	16	429	29	493	10	557	9	621	10
366	16	430	11	494	10	558	11	622	9
367	21	431	14	495	10	559	9	623	10
368	39	432	15	496	9	560	8	624	11
369	58	433	9	497	12	561	10	625	10
370	68	434	5	498	9	562	12	626	9
371	53	435	3	499	10	563	11	627	8
372	37	436	7	500	10	564	12	628	8
373	58	437	12	501	10	565	11	629	8
374	48	438	6	502	9	566	10	630	6
375	67	439	10	503	10	567	10	631	8
376	116	440	7	504	9	568	12	632	8
377	55	441	9	505	8	569	11	633	11
378	56	442	9	506	9	570	10	634	10
379	58	443	12	507	10	571	13	635	16
380	65	444	12	508	10	572	14	636	3
381	58	445	11	509	11	573	11	637	3
382	44	446	11	510	11	574	13	638	1
383	43	447	22	511	13	575	17		
384	62	448	12	512	10	576	11		

Tab. 13.7.1 - Continua.



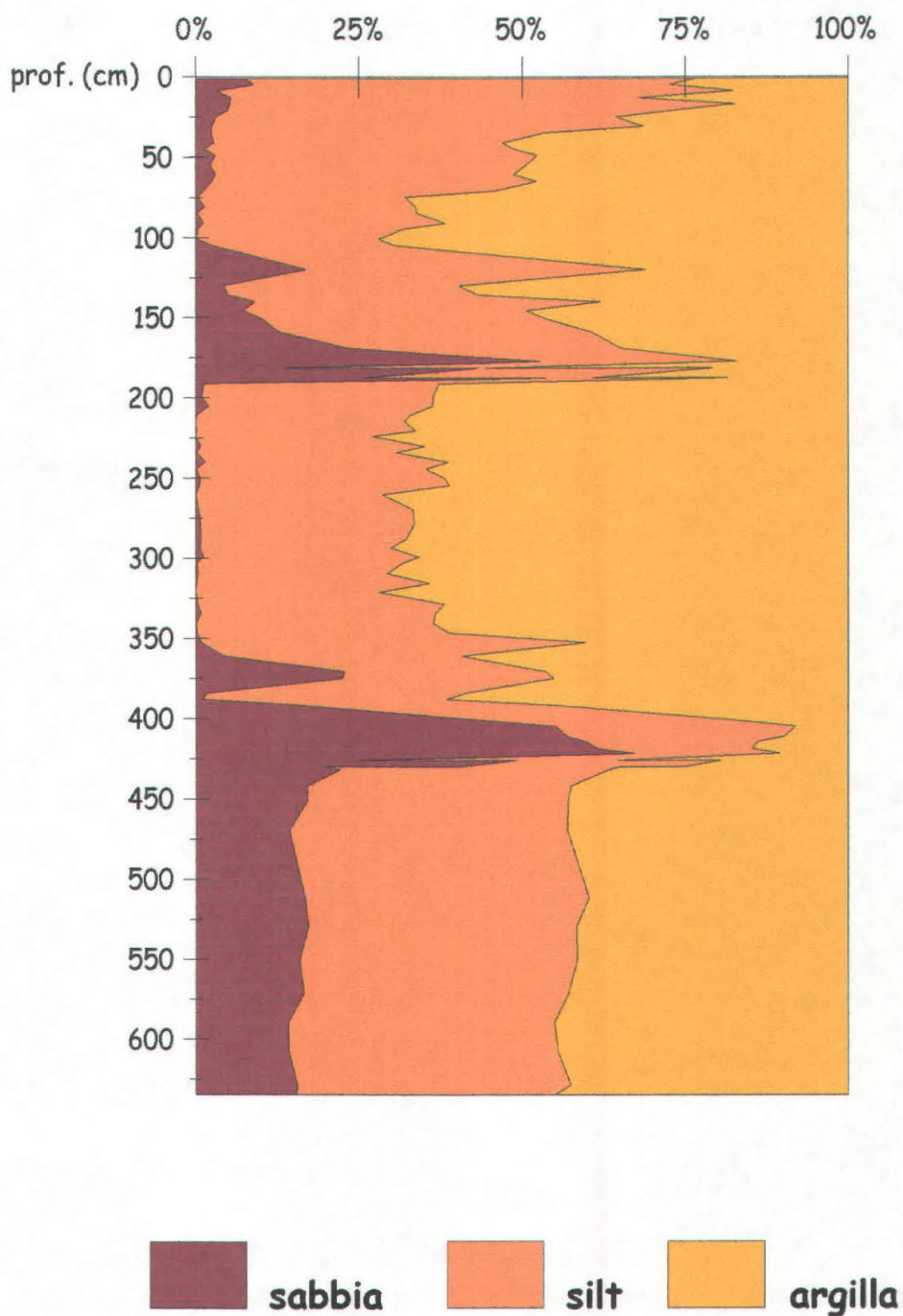


Fig. 13.10.1 - Distribuzione tessiturale della carota ANTA 5bis.

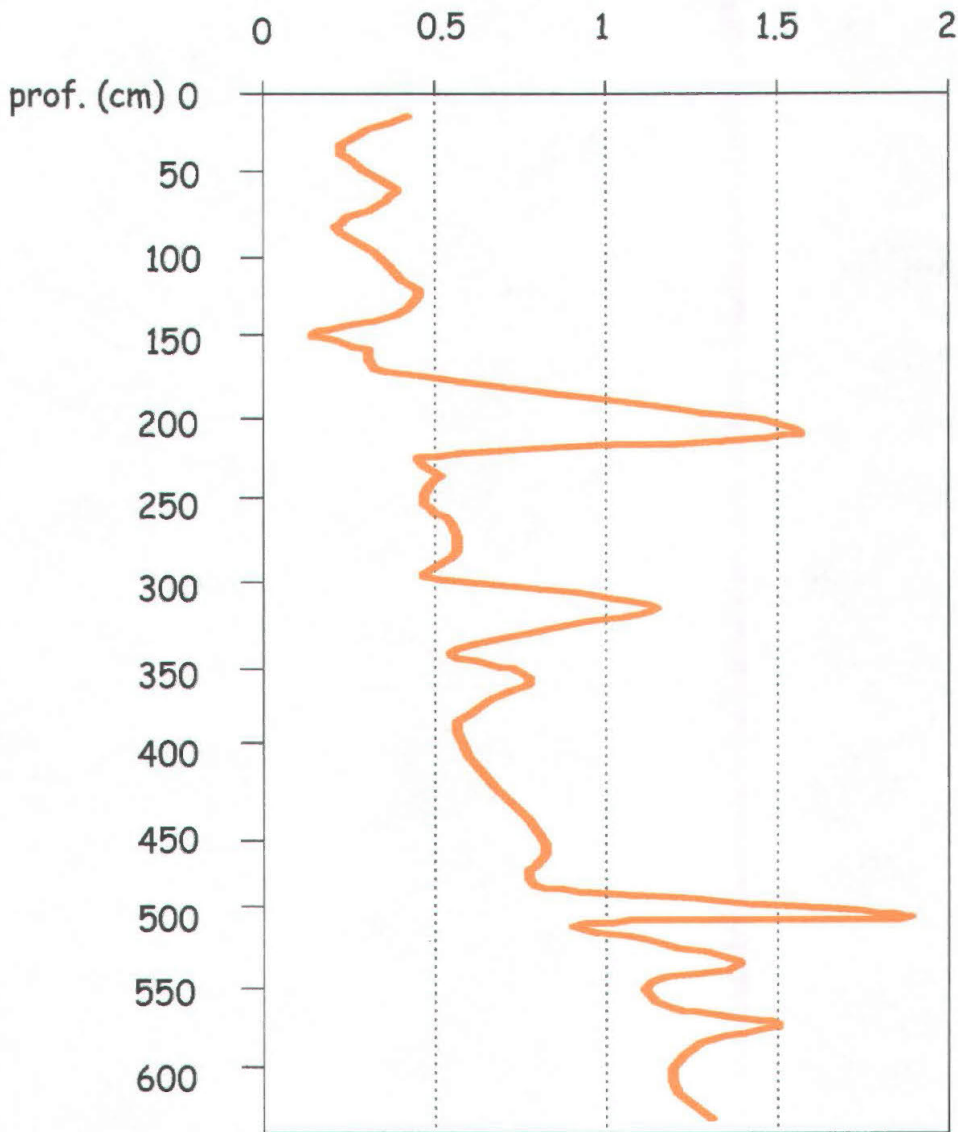


Fig. 13.8.1 - Distribuzione verticale della resistenza al taglio ( $\text{kg}/\text{m}^2$ ) nella carota ANTA 5bis.

ulteriore incremento fino ai 387 cm (media =  $60.9 \pm 22.57$ ). Da questo livello fino al fondo della carota i valori di suscettività magnetica tendono ad uniformarsi stabilizzandosi attorno ad un tenore medio di  $10.46 \pm 5.6$ .

### 13.8 - Proprietà fisiche

All'apertura della carota, sono state effettuate, circa ogni 20 centimetri (Tab. 13.8.1), analisi geomeccaniche al penetrometro tascabile per la determinazione della resistenza al taglio dei sedimenti.

livello (cm)	resistenza al taglio ( $\text{Kg}/\text{cm}^2$ )	livello (cm)	resistenza al taglio ( $\text{Kg}/\text{cm}^2$ )	livello (cm)	resistenza al taglio ( $\text{Kg}/\text{cm}^2$ )
13-15	0.41	209-210	1.54	391-392	0.56
30-31	0.22	223-224	0.47	461-462	0.82
49-50	0.32	234-235	0.51	476-477	0.77
60-61	0.38	240-241	0.49	489-490	0.83
70-72	0.31	252-253	0.47	506-507	1.89
80-81	0.20	264-265	0.55	509-510	0.93
97-98	0.32	281-282	0.56	521-522	1.15
113-114	0.40	292-293	0.49	534-535	1.39
119-120	0.45	297-298	0.47	546-547	1.13
135-136	0.38	314-315	1.13	572-573	1.50
147-148	0.15	327-328	0.85	584-585	1.28
157-158	0.30	342-343	0.55	599-600	1.19
171-172	0.35	354-355	0.73	614-615	1.21
197-198	1.37	362-363	0.77	629-630	1.30

Tab. 13.8.1 - Resistenza al taglio ( $\text{Kg}/\text{cm}^2$ ) dei sedimenti nella carota ANTA 5bis.

Dal *log* (Fig. 13.8.1) si osserva che i valori sono sempre inferiori ai  $2 \text{ Kg}/\text{cm}^2$ . Si registrano tenori abbastanza uniformi nei primi 170 cm con una media pari a  $0.32 \pm 0.09 \text{ Kg}/\text{cm}^2$ ; quindi si osserva un primo aumento dei valori di resistenza al taglio tra 197-210 cm, con una media pari a  $1.45 \pm 0.12 \text{ Kg}/\text{cm}^2$ ; tra i 223 e i 490 cm si registrano valori compresi tra 0.5 e  $1 \text{ Kg}/\text{cm}^2$  con un tenore medio pari a  $0.64 \pm 0.19 \text{ Kg}/\text{cm}^2$ , mentre la parte basale della carota è caratterizzata da un nuovo incremento con valori compresi tra 1 e  $1.5 \text{ Kg}/\text{cm}^2$  ed una media pari a  $1.28 \pm 0.24 \text{ Kg}/\text{cm}^2$ .

## 13.9 - Discussione

Queste prime indagini hanno dimostrato che i parametri analizzati sono molto variabili procedendo dai livelli superficiali a quelli profondi.

Alcune misure effettuate con il *pocket penetrometer* hanno evidenziato tenori sempre inferiori a 2.5 Kg/cm<sup>2</sup>. Questo è particolarmente importante nell'interpretazione dell'intervallo basale di questa carota. Infatti i diamicton provenienti dalla piattaforma continentale del Mare di Ross, ed interpretati come *basal till* (Anderson & Molnia, 1989), mostrano spesso valori penetrometrici superiori ai 2.5 Kg/cm<sup>2</sup> (Anderson *et al.*, 1992) a causa del sovraconsolidamento dovuto al peso del ghiaccio. In questo caso, tenori sempre inferiori a tale limite, potrebbero indicare che i sedimenti della carota non sono stati sottoposti al carico dei ghiacci.

Il contenuto in acqua, presenta diverse fluttuazioni (tra 137.65% e 18.05%) nei primi 4 metri della carota, mentre si stabilizza attorno al 40% nella parte terminale. Il calo del contenuto in acqua nei primi 400 cm potrebbero dipendere dall'aumento della frazione grossolana, come evidenziato da Brambati *et al.* (1994; 1997).

La suscettività magnetica (SI) va messa in relazione alle variazioni del rapporto terrigeno/biogenico (Brambati *et al.*, 1997; Domack & McClennen, 1996) all'interno della componente sabbiosa. Di regola, nella porzione occidentale del Mare di Ross alcune carote mostrano tenori bassi di suscettività magnetica nei livelli più superficiali, con un aumento della stessa nei livelli diamictitici (Brambati *et al.*, 1997; Licht *et al.*, 1999). Nel caso specifico la carota presenta un aumento della suscettività magnetica in alcuni livelli, come ad es. tra i 200-350 cm e i 350-450 cm, probabilmente dovuti ad una diversa compattazione o ad una differente composizione dei minerali ferro-magnetici (Fe, Co, Ni), anti-ferro-magnetici (Ematite) e ferri-magnetici (Magnetite, Titano-magnetite, Maghemite) nel primo caso (Gale & Hoare, 1991) e ad aumenti della granulometria dei sedimenti nel secondo (Domack & McClennen, 1996). Nella parte basale si registrano valori di suscettività decisamente costanti e bassi.

## 13.10 - Parametri granulometrici

In tabella 13.10.1 vengono riportati i risultati delle analisi granulometriche dei 100 livelli campionati. In particolare è stata riportata la percentuale ponderale delle singole classi granulometriche, a intervalli regolari di  $\frac{1}{2}$  unità  $\phi$ , le percentuali di sabbia, silt e argilla e i parametri statistici di Folk & Ward (1957).

E' stata utilizzata la classificazione di Friedman & Sanders (1978) che pone il limite dimensionale ghiaia-sabbia-silt-argilla in corrispondenza di 2mm, 63 $\mu$ m e 2 $\mu$ m.

livello (cm)	<0.50	0.50	1.00	1.50	2.00	2.50	3.00	3.50	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50	8.00	8.50	9.00	9.50	10.00	10.50	11.00	>11.00	sand	silt	clay	#a	Sart	Sk	Kg	
0-2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,5%	69,2%	23,3%	6,67	2,17	0,18	0,72	
4-6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,9%	63,8%	27,3%	6,57	2,30	0,26	0,74	
8-10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,2%	79,2%	17,6%	6,29	1,80	0,37	0,88	
12-14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,5%	62,4%	32,2%	6,74	2,24	0,32	0,77	
16-18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,2%	77,3%	17,4%	6,29	1,89	0,29	0,90	
20-22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,9%	68,6%	26,5%	6,73	2,11	0,24	0,73	
24-26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,1%	61,4%	35,6%	7,15	2,20	0,17	0,72	
30-32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,5%	66,0%	31,5%	7,09	2,02	0,06	0,79	
34-36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,4%	51,1%	46,5%	7,72	2,19	-0,06	0,75	
40-42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,7%	44,3%	53,0%	8,11	2,02	-0,22	0,83	
44-46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,4%	47,3%	51,3%	8,07	2,02	-0,19	0,80	
48-50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,0%	49,3%	47,8%	7,76	2,15	-0,23	0,82	
54-56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,2%	48,3%	49,4%	7,92	2,14	-0,19	0,78	
60-62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,1%	45,6%	51,3%	7,88	2,18	-0,19	0,74	
64-66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,5%	49,7%	47,8%	7,46	2,15	-0,02	0,71	
70-72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,2%	44,7%	54,1%	8,07	2,03	-0,20	0,81	
74-76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,3%	31,8%	67,9%	8,90	1,46	-0,10	0,81	
80-82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,4%	32,3%	66,3%	8,53	1,92	-0,21	0,99	
84-86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,2%	33,6%	66,2%	8,56	1,62	-0,08	0,77	
90-92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,2%	37,0%	61,8%	8,71	1,75	-0,22	1,05	
94-96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,3%	31,3%	68,4%	8,84	1,47	-0,13	0,84	
100-102	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,2%	27,8%	72,0%	8,97	1,62	-0,26	1,07	
104-106	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,4%	28,0%	69,6%	8,99	1,36	-0,10	0,80	
110-112	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12	0,16	2,23	6,91	1,72	3,56	5,15	2,74	1,94	3,65	4,57	2,63	5,37	8,68	8,11	7,88	8,68	8,79	9,25	7,88	22,62	11,4%	39,2%	49,4%	7,40	2,70	-0,33	0,82
114-117	0,07	0,01	0,10	0,04	0,11	0,19	1,61	4,80	4,28	4,81	8,25	8,76	8,09	9,01	5,78	3,58	4,62	6,47	4,62	4,04	4,27	4,16	5,89	6,47	22,61	12,4%	48,9%	38,7%	6,52	2,57	0,23	0,81
119-121	0,01	0,00	0,05	0,12	0,11	0,21	1,42	5,07	7,44	8,96	11,22	12,57	9,59	6,18	6,71	2,56	3,62	3,20	3,09	4,37	4,37	3,30	4,90	3,94	17,56	16,8%	52,0%	31,2%	6,00	2,51	0,36	0,86
125-127	0,01	0,12	0,01	0,03	0,08	0,12	0,58	1,94	4,71	4,27	3,75	9,00	7,63	4,50	7,77	6,68	5,45	7,23	6,00	4,09	6,82	6,27	6,14	6,82	30,64	8,2%	43,1%	48,7%	7,06	2,43	0,05	0,75
129-131	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,3%	36,0%	59,7%	7,80	2,26	-0,21	0,83	
129-131	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,3%	36,0%	59,7%	7,80	2,26	-0,21	0,83	
135-137	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,0%	38,3%	56,7%	7,56	2,40	-0,16	0,75	
139-141	0,05	0,04	0,07	0,07	0,12	0,20	1,93	2,40	3,52	2,36	7,55	7,98	4,39	4,94	5,81	5,26	5,85	6,80	7,46	6,43	6,36	7,07	7,02	5,37	16,03	9,0%	52,8%	38,1%	7,14	2,49	-0,11	0,74
145-146,5	0,13	0,04	0,00	0,08	0,07	0,17	1,78	1,97	3,84	1,71	2,96	9,12	7,22	4,99	3,02	5,65	7,48	6,43	6,43	5,51	7,09	9,06	7,88	7,35	26,25	7,2%	43,4%	49,4%	7,37	2,47	-0,11	0,73
150-152	0,01	0,08	0,06	0,09	0,15	0,33	2,11	4,30	3,89	3,00	6,07	8,45	6,59	6,72	5,30	5,17	5,69	5,69	5,30	4,65	6,07	6,33	7,37	6,59	27,05	10,2%	43,5%	46,3%	6,93	2,60	0,03	0,75
154-156	0,00	0,00	0,04	0,15	0,27	0,40	1,53	4,46	3,81	2,41	7,32	11,88	6,95	5,21	4,81	4,94	6,01	6,68	4,94	4,68	6,14	6,14	5,48	5,74	30,59	9,1%	44,0%	46,9%	6,82	2,51	0,08	0,77
158-160	0,07	0,01	0,09	0,26	0,32	0,45	1,72	5,41	3,69	3,21	6,52	8,12	5,87	5,45	5,45	4,30	3,25	6,19	6,39	5,77	6,08	6,92	7,86	6,60	16,46	12,7%	47,9%	39,4%	6,95	2,66	-0,01	0,72
164-166	0,83	0,00	0,07	0,24	0,41	0,69	2,02	8,95	5,59	2,84	4,26	9,07	5,76	4,38	5,51	5,25	5,00	5,25	7,26	4,50	6,63	4,13	4,25	7,13	29,03	15,3%	39,9%	44,7%	6,39	2,78	0,00	0,78
168-170	0,13	0,09	0,29	0,39	0,57	0,81	2,58	15,06	6,03	3,31	7,95	10,31	6,41	4,21	5,01	3,10	3,40	4,41	4,01	3,71	3,71	4,61	5,31	4,61	20,41	23,3%	41,8%	34,9%	5,79	2,81	0,30	0,69
176-178	0,41	0,82	1,00	0,77	1,61	2,13	5,86	24,24	14,84	5,25	7,08	5,83	4,32	2,60	2,29	1,77	1,98	2,66	1,77	2,13	2,86	2,19	3,18	2,40	7,38	52,7%	30,1%	17,2%	4,58	2,58	0,61	1,20
180-183a	0,30	0,26	0,32	0,59	0,64	0,95	2,11	7,32	4,62	3,34	5,15	2,89	2,39	1,64	1,76	3,15	6,80	8,44	7,18	7,18	7,43	9,07	7,56	8,94	33,88	13,5%	30,8%	55,7%	7,09	2,91	-0,32	0,66
180-183b	0,49	0,71	1,18	1,03	1,20	1,73	5,69	21,58	9,56	6,18	12,75	9,67	4,09	3,06	1,53	1,53	1,91	2,87	1,60	1,85	1,98	2,36	3,00	2,43	12,22	43,3%	35,9%	20,8%	4,71	2,51	0,42	1,34
186-189a	0,41	0,61	1,11	0,92	1,22	1,43	3,99	13,61	6,71	3,97																						

Relativamente al contenuto in ghiaia, va ricordato che questa classe granulometrica risulta scarsamente significativa dal punto di vista statistico, per l'eccessivo peso che talvolta può avere rispetto la piccola quantità di campione analizzata (10-15g). Le % di ghiaia riportate in tabella 13.10.2 sono da ritenersi puramente indicative e vanno considerate più in termini di assenza/presenza che in termini di percentuale ponderale. Essa è presente nella carota, in modo significativo, in tre livelli: tra i 175-190 cm con una media pari a  $5.39 \pm 7.69\%$ , tra i 360-376 cm con un valore medio di  $3.40 \pm 5.53\%$  e dai 400 cm fino alla base della carota con un tenore pari a  $3.65 \pm 5.64\%$ . A parte alcuni livelli che presentano percentuali elevate, comprese tra 15 e 20%, i tenori sono mediamente <4%. La sabbia mostra tenori medi pari a  $12.20 \pm 16.87\%$ , variabili tra 0 e 79%, mentre la pelite, con una percentuale media del  $86.46 \pm 19.24\%$ , rappresenta la componente preponderante del sedimento, con valori che oscillano da 12.92 a 100%.

La distribuzione verticale della tessitura è riportato in figura 13.10.1, mentre in un grafico a parte (Fig. 13.10.2), viene riportato l'andamento della ghiaia, assieme alla sabbia e alla pelite.

Le percentuali di sabbia come già evidenziato, variano da 0 a 79% con una media di  $12.20 \pm 16.87\%$ , quelle di silt sono comprese tra 22.3% e 79.2% con una media pari a  $40.1 \pm 0.11\%$  mentre quelle dell'argilla sono comprese tra 8.2% e 72.9% con un tenore medio di  $47.8 \pm 0.17\%$ . Il sedimento della carota è pertanto rappresentato mediamente da un'argilla siltosa, debolmente sabbiosa, con presenza saltuaria di ghiaia.

Vanno sottolineati gli aumenti della componente sabbioso/siltosa tra i 100 e 200 cm e tra i 350 e 450 cm, mentre nei livelli più superficiali e nell'intervallo tra questi due episodi più grossolani risulta prevalente la componente argillosa.

Al di sotto dei 450 cm si osserva una maggiore uniformità nella granulometria con percentuali di silt e argilla pressoché identiche, rispettivamente pari a  $41.3 \pm 0.01\%$  e  $42.8 \pm 0.02\%$ , e percentuali di sabbia inferiori ( $15.8 \pm 0.01\%$ ).

Per una maggiore descrizione della variazioni verticali dei caratteri delle frazioni sabbiosa e pelitica sono stati considerati anche i parametri granulometrici statistici (Fig. 13.10.3) secondo Folk & Ward (1957): diametro medio  $M_z$  (*mean size*), dispersione  $\sigma_i$  (*sorting*), asimmetria  $Sk_i$  (*Skewness*) e appuntimento  $K_G$  (*Kurtosis*), riportati anch'essi nella tabella 13.10.1.

Il *mean size*, indicativo del valore della tendenza centrale della distribuzione granulometrica, ha un valore medio di  $7.26 \pm 1.49\phi$ , che ricade nel campo dimensionale del silt molto fine, ed è compreso tra  $2.66\phi$  e  $9.11\phi$ , ossia ricopre un campo dimensionale che va dalla sabbia fine fino all'argilla. Il *sorting*, ha un valore medio di  $2.26 \pm 0.62\phi$  ed è compreso tra  $1.21\phi$  e  $3.40\phi$ , valori che cadono nel campo dei sedimenti da moderatamente selezionati a molto poco selezionati. La *Skewness* è compresa tra -0.39 e 0.61, con un tenore medio pari a

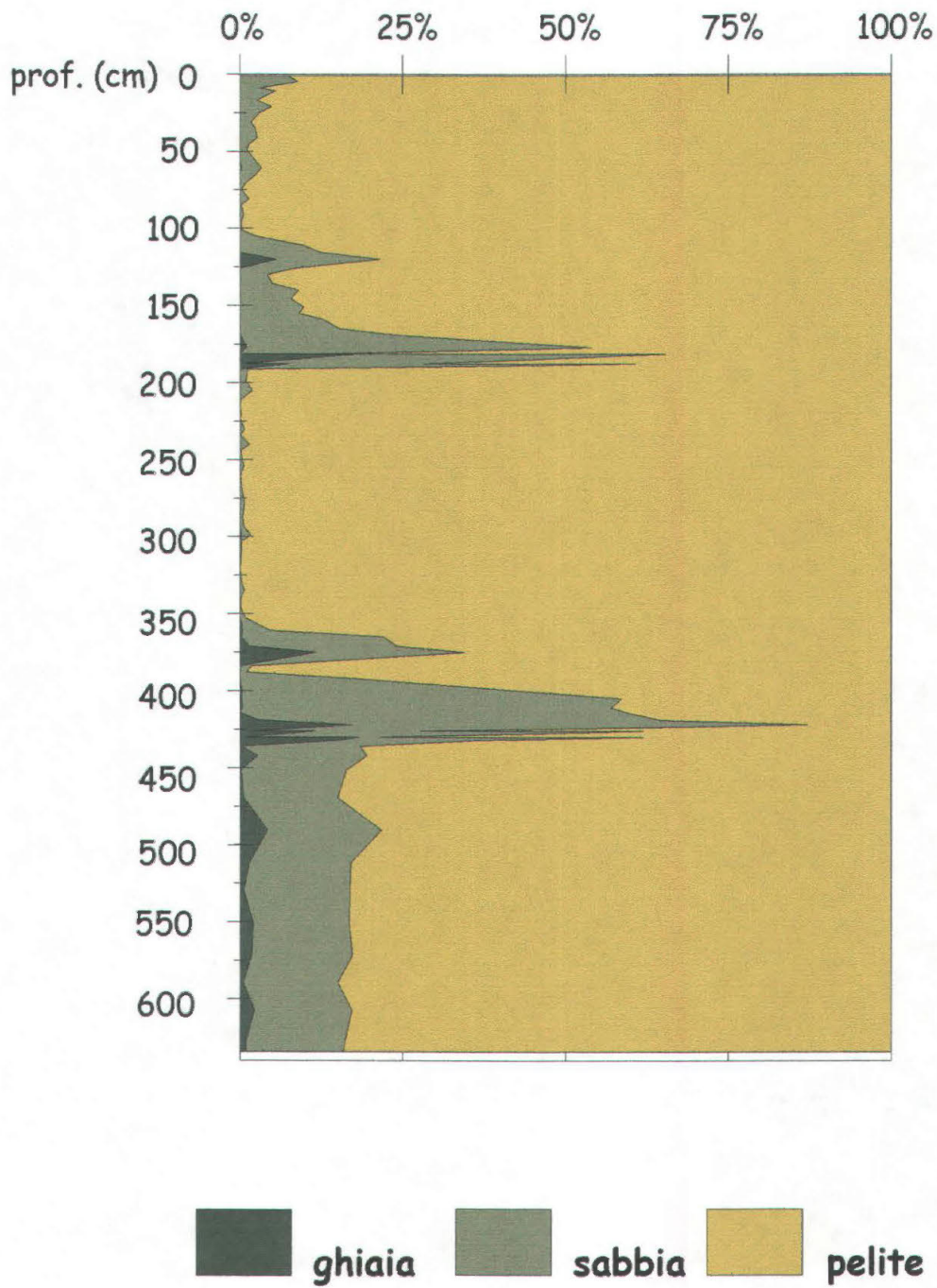


Fig. 13.10.2 - Distribuzione tessiturale della carota ANTA 5bis.

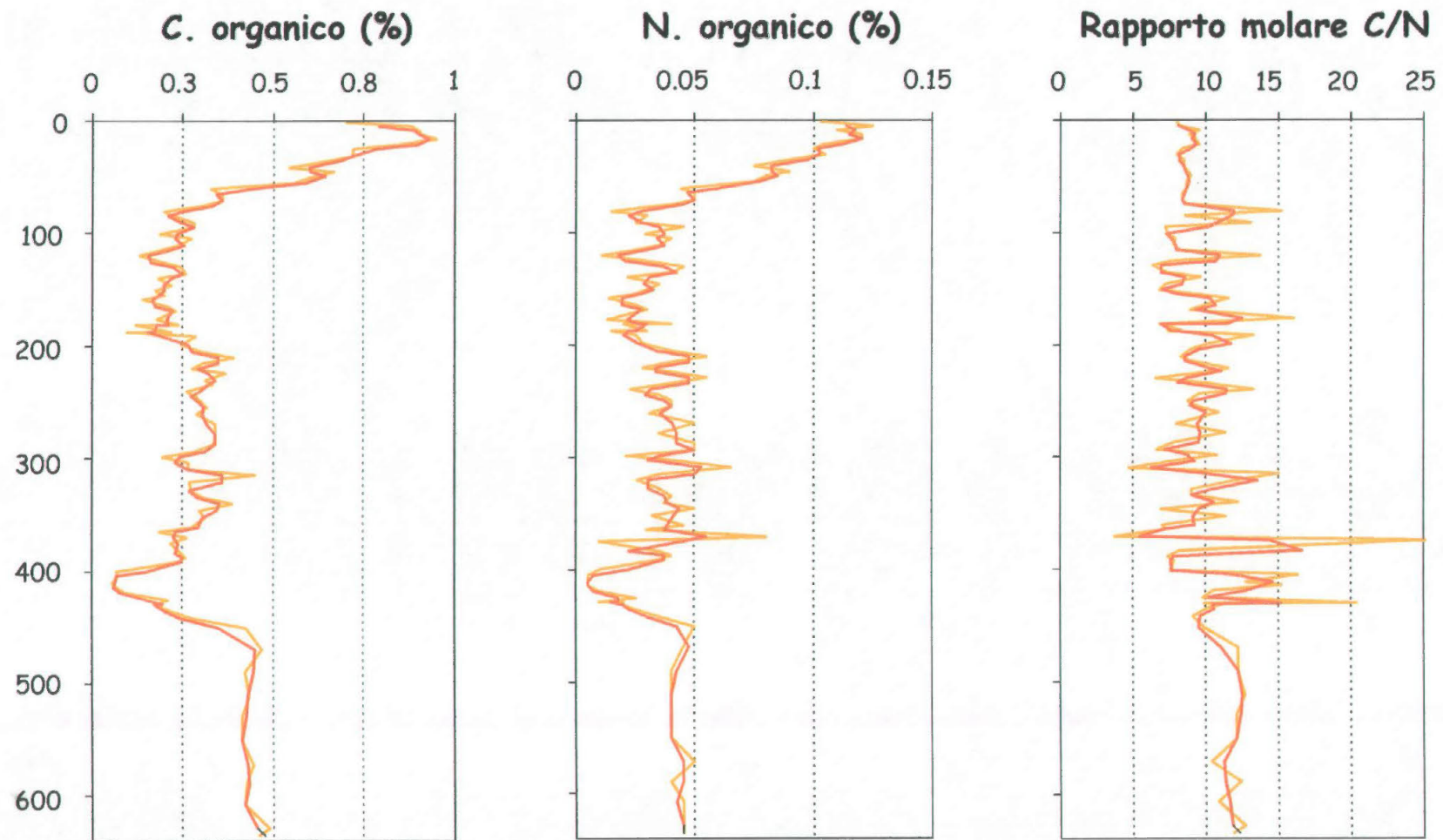


Fig. 13.15.1 - Distribuzione verticale del carbonio organico, dell'azoto e del rapporto molare C/N nella carota ANTA 5bis. In giallo sono rappresentati i valori dei parametri analizzati, mentre in arancione la media in base 2 per gli stessi.



livello (cm)			
0-2	0,00	7,47	92,53
4-6	0,00	8,90	91,10
8-10	0,00	3,15	96,85
12-14	0,00	5,50	94,50
16-18	0,00	2,60	97,40
20-22	0,00	4,88	95,12
24-26	0,00	3,10	96,90
30-32	0,00	1,72	98,28
34-36	0,00	2,40	97,60
40-42	0,00	2,73	97,27
44-46	0,00	1,40	98,60
48-50	0,00	1,09	98,91
54-56	0,00	2,20	97,80
60-62	0,24	3,09	96,67
64-66	0,00	2,50	97,50
70-72	0,00	0,83	99,17
74-76	0,00	0,30	99,70
80-82	0,00	1,36	98,64
84-86	0,00	0,20	99,80
90-92	0,00	0,62	99,38
94-96	0,00	0,30	99,70
100-102	0,00	0,22	99,78
104-106	0,00	2,40	97,60
110-112	0,00	9,78	90,22
114-117	0,00	12,40	87,60
119-121	5,59	15,86	78,55
125-127	0,00	8,20	91,80
129-131	0,00	4,27	95,73
135-137	0,00	5,00	95,00
139-141	0,00	9,04	90,96
145-146.5	0,00	7,85	92,15
150-152	0,00	9,75	90,25
154-156	0,00	9,10	90,90
158-160	0,00	12,72	87,28
164-166	0,00	15,30	84,70
168-170	0,00	23,75	76,25
176-178	0,98	53,02	46,00
a180-183	0,00	12,98	87,02
b180-183	17,90	47,44	34,67
a186-189	0,50	27,80	71,70
b186-189	7,58	53,10	39,32
190.5-192	0,00	1,18	98,82
198-200	0,00	0,90	99,10
204-206	0,00	1,90	98,10
210-212	0,00	0,13	99,87
214-216	0,00	0,00	100,00
220-221	0,00	0,08	99,92
223-225	0,00	0,00	100,00
229-231	0,00	0,68	99,32
233-235	0,00	0,10	99,90

livello (cm)			
239-241	0,00	1,44	98,56
243-245	0,00	0,10	99,90
249-251	0,00	0,37	99,63
253-256	0,00	0,60	99,40
259-262	0,00	0,03	99,97
268-271	0,00	0,36	99,64
277-280	0,00	0,70	99,30
286-289	0,00	0,44	99,56
292-295	0,00	0,60	99,40
298-300	0,18	1,49	98,33
302-304	0,00	0,20	99,80
308-311	0,00	0,20	99,80
314-317	0,00	0,10	99,90
320-322	0,00	0,03	99,97
327-330	0,00	0,20	99,80
333-336	0,00	0,70	99,30
339-342	0,00	0,11	99,89
345-348	0,00	0,10	99,90
351-354	0,00	0,82	99,18
360-362	0,40	4,33	95,27
364-366	0,18	21,87	78,13
370-372	1,38	22,70	75,92
374-376	11,66	22,86	65,48
383-385	0,00	1,83	98,17
387-389	0,00	1,00	99,00
391-393	0,00	17,27	82,73
400-402	0,30	46,16	53,54
404-406	0,16	58,49	41,51
410-412	0,40	56,63	42,97
414-415	0,00	59,60	40,40
418.5-419.5	2,82	61,81	35,38
421-423	17,08	70,00	12,92
a425-427	2,25	25,48	72,27
b425-427	11,58	50,31	38,10
a429-431	0,89	20,65	78,46
b429-431	18,30	43,61	38,09
431-433	15,33	21,16	63,51
435-437	0,19	18,27	81,73
441-443	2,72	16,76	80,52
450-453	0,20	16,10	83,70
468-471	0,60	14,43	84,97
489-492	4,21	17,49	78,29
510-513	1,48	15,57	82,96
528-531	0,60	16,29	83,12
549-552	2,06	14,78	83,16
570-573	1,86	15,39	82,74
588-591	0,50	14,49	85,01
606-609	2,25	14,95	82,80
627-630	0,89	15,18	83,93
633-636	0,99	14,95	84,00

Tab. 13.10.2 - Tabella relativa alle percentuali di ghiaia, sabbia e pelite nella carota ANTA 5bis.

$-0.06 \pm 0.23$ , quindi la maggior parte dei campioni presenta un'asimmetria negativa, cioè la maggior parte dei campioni presenta una "coda" verso i diametri grossi. La *Kurtosis*, parametro peraltro scarsamente significativo dal punto di vista geologico (Bosellini, 1991), varia da 0.64 a 1.52, con una media di  $0.87 \pm 0.18$ , per cui la maggior parte dei campioni ricade nel campo dei sedimenti platicurtici.

Il sedimento risulta rappresentato mediamente da un silt fine, molto poco selezionato, quasi simmetrico e platicurtico.

### 13.11 - Discussione

Le variazioni lungo la carota dei parametri granulometrici statistici, unitamente al *log* tessiturale permettono di individuare cinque intervalli, ciascuno dei quali probabilmente correlabile con condizioni ambientali susseguitesesi nel tardo-Quaternario.

**Unità A:** La parte basale (636-450 cm) della carota è caratterizzata da un certa uniformità in tutti i parametri considerati; le percentuali di argilla e silt sono simili ( $41.3 \pm 0.01\%$  e  $42.8 \pm 0.02\%$ ) mentre la sabbia ha % inferiori ( $15.8 \pm 0.01\%$ ). I parametri statistici indicano un sedimento caratterizzato mediamente da silt fine ( $M_z: 6.65 \pm 0.44\phi$ ), molto poco selezionato ( $\sigma_i: 3.10 \pm 0.13\phi$ ), asimmetrico negativo ( $Sk_i: -0.25 \pm 0.10$ ) e platicurtico ( $K_G: 0.82 \pm 0.05$ ).

**Unità B:** Dai 450 ai 350 cm circa si osserva un aumento delle frazioni ghiaia, sabbia e silt a discapito dell'argilla, come evidenziato pure dal *Mean size*, che si sposta mediamente verso il silt medio ( $M_z: 5.23 \pm 1.95\phi$ ). Il *Sorting*, pur diminuendo rientra sempre nel campo dei sedimenti molto poco selezionati ( $\sigma_i: 2.57 \pm 0.60\phi$ ); la *Skewness* presenta un'asimmetria spostata verso i diametri minori ( $Sk_i: 0.25 \pm 0.10$ ) mentre la *Kurtosis* indica un sedimento prevalentemente mesocurtico ( $K_G: 1.01 \pm 0.31$ ).

**Unità C:** Dai 350 ai 200 cm si registra un drastico calo della frazione sabbiosa con la scomparsa di quella ghiaiosa, mentre dominante risulta la componente argillosa del sedimento, con tenori medi pari a  $66.07 \pm 3.42\%$ , come evidenziato anche dall'aumento del *Mean size*, che si sposta verso granulometrie più fini ( $M_z: 8.64 \pm 0.30\phi$ ). Nuovamente si osserva un'uniformità di tutti i parametri statistici, come già evidenziata nella porzione basale della carota, che individuano un sedimento poco selezionato ( $\sigma_i: 1.64 \pm 0.21\phi$ ), asimmetrico negativo ( $Sk_i: -0.13 \pm 0.08$ ) e platicurtico ( $K_G: 0.82 \pm 0.05$ ).

**Unità D:** Si registra quindi un nuovo aumento, tra i 200-100 cm, della frazione grossolana con presenza di ghiaia ed elevati tenori di sabbia ( $20.54 \pm 18.07\%$ ). La pelite diminuisce con percentuali di silt e argilla tra loro simili ( $39.93 \pm 17.24\%$  e  $37.20 \pm 9.78\%$  rispettivamente). Questo aumento è evidente anche nei parametri statistici che registrano un sedimento caratterizzato mediamente da un silt fine ( $M_z: 6.32 \pm 1.18\phi$ ), molto poco

selezionato ( $\sigma_i$ :  $2.61 \pm 0.21\phi$ ), asimmetrico positivo ( $Sk_i$ :  $0.12 \pm 0.30$ ) e platicurtico ( $K_G$ :  $0.88 \pm 0.28$ ).

**Unità E:** Nei primi centimetri della carota, da 100 cm alla superficie, si osserva via via un aumento della frazione siltosa ed un calo di quella argillosa, mentre la componente più grossolana (sabbia) si presenta più o meno costante con un valore  $< 5\%$  circa. Si tratta di un silt molto fine ( $M_z$ :  $7.74 \pm 0.90\phi$ ), poco selezionato ( $\sigma_i$ :  $1.95 \pm 0.28\phi$ ), asimmetrico negativo ( $Sk_i$ :  $-0.02 \pm 0.21$ ) e platicurtico ( $K_G$ :  $0.82 \pm 0.10$ ).

L'indagine granulometrica ha evidenza in conclusione cinque intervalli correlabili a variazioni ambientali; il sedimento basale, che per le caratteristiche che lo contraddistinguono (uniformità granulometrica, presenza di ciottoli, valori di resistenza al taglio  $< 2.5 \text{Kg/cm}^2$ ) può venire interpretato come diamicton (Anderson *et al.*, 1992); l'intervallo centrale (B, C, D) potrebbe registrare fasi di oscillazione della calotta glaciale; il sedimento superficiale invece indica un ambiente prevalentemente marino con un'elevata presenza della componente organica costituita principalmente da spicole di spugna e foraminiferi sia planctonici che bentonici.

### 13.12 - Mineralogia del sedimento tal quale

Le analisi sono state eseguite sul sedimento tal quale (Tab. 13.12.1) e sulla frazione  $< 2\mu\text{m}$  (Tab. 13.12.2) di 67 campioni della carota. Il sedimento tal quale è costituito da mica (5-21%), clorite (2-7%), quarzo (8-63%), plagioclasio (5-20%), K-feldspato (7-31%) e abbondanti quantità di silice amorfa (0-45%), sicuramente attribuibile alla presenza di scheletri di organismi silicei (Fig. 13.12.1). Inoltre, sono presenti in quantità subordinate anfiboli (0-4%) e pirosseni (0-2%), mentre non è stata riscontrata presenza di carbonati.

La variazione più significativa riguarda la sostanza amorfa, le cui percentuali sono elevate ed abbastanza costanti fino a circa 360 cm, ma presentano una brusca diminuzione nell'intervallo tra 370 cm e 431 cm, per ritornare ad essere elevate nei livelli basali. La diminuzione della sostanza amorfa viene compensata soprattutto da un netto aumento dei tenori in quarzo.

### 13.13 - Mineralogia della frazione argillosa

La frazione argillosa ( $< 2\mu\text{m}$ ) è costituita in prevalenza da illite (42-66%) con ridotte percentuali di clorite (11-31%) e smectite (13-47%) (Fig. 13.13.1). Nella frazione argillosa il rapporto tra le intensità dei riflessi  $5 \text{ \AA} / 10 \text{ \AA}$  è generalmente superiore a 0.4, indicando che l'illite è di tipo muscovitico.

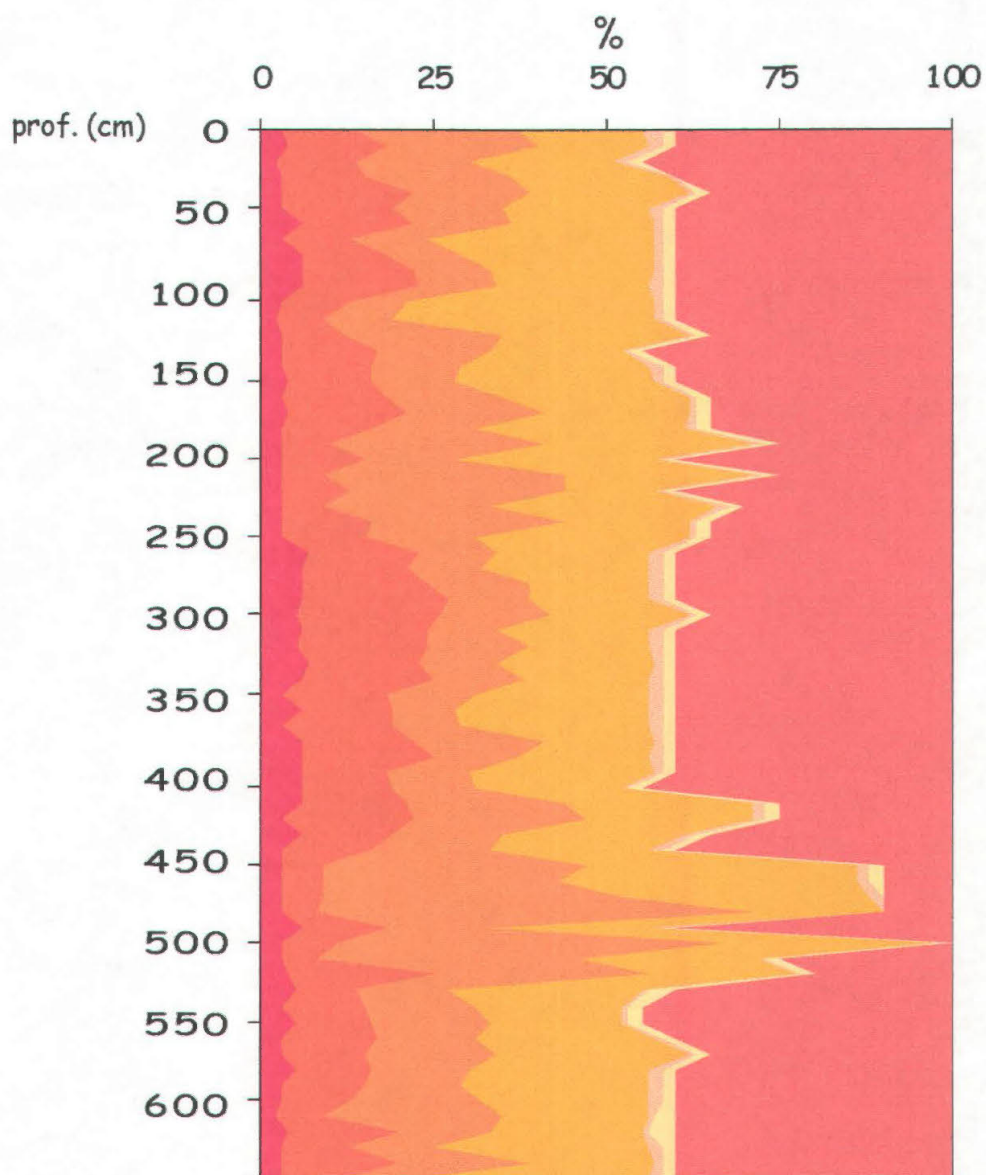


Fig. 13.12.1 - Distribuzione verticale della frazione mineralogica sul sedimento tal quale della carota ANTA 5bis.

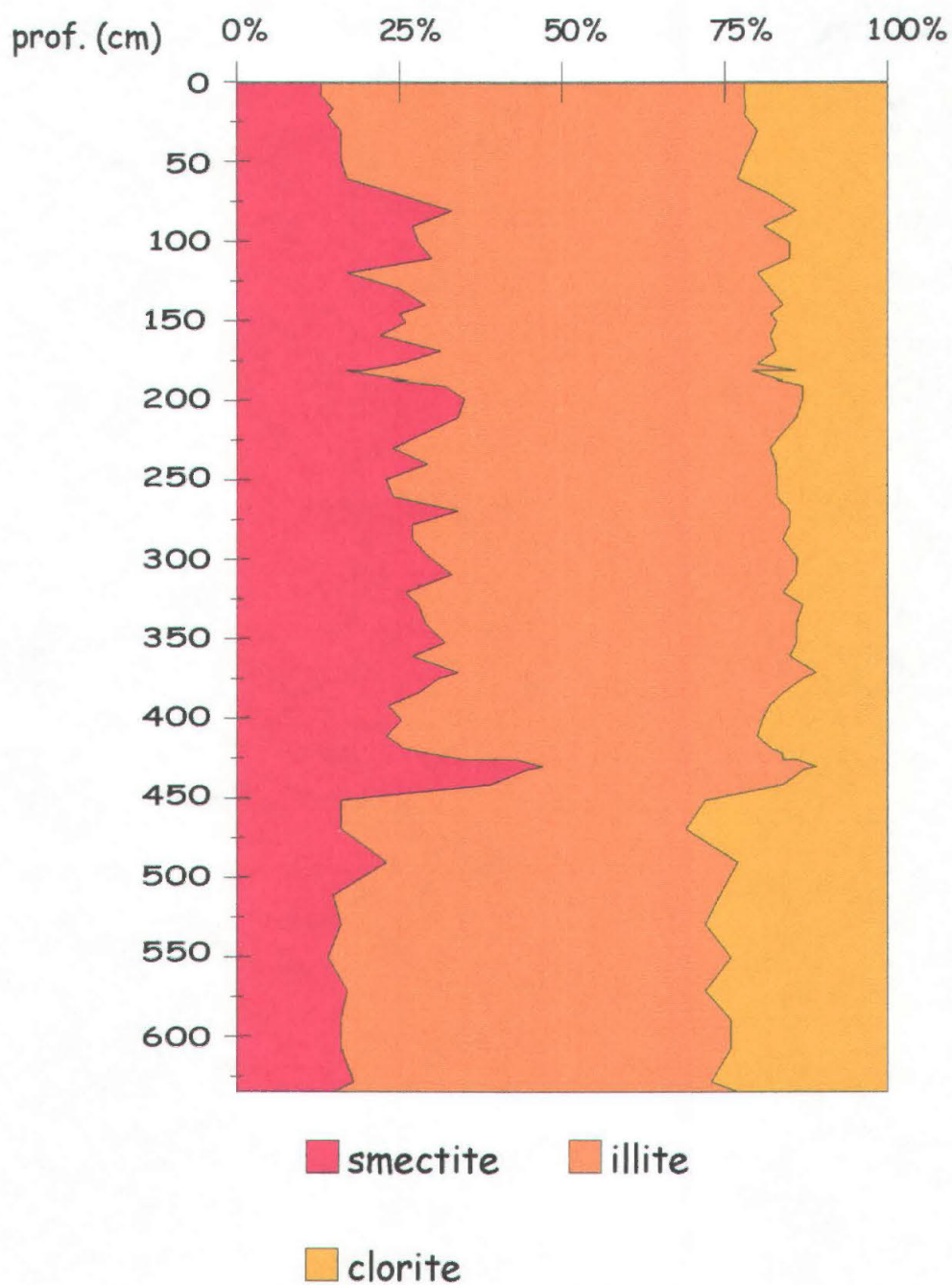


Fig. 13.13.1 - Distribuzione verticale dei minerali argillosi nella frazione  $< 2 \mu\text{m}$  nella carota ANTA 5bis.

livello (cm)	Clorite	Mica	Quarzo	Feldspati	Pirosseno	Anfibolo	Amorfo
0-2	3	11	23	18	3	2	40
8-10	4	14	22	16	2	2	40
16-18	2	12	16	21	2	2	45
20-22	3	12	21	23	1	0	40
30-32	3	19	17	23	1	2	35
40-42	3	16	16	21	2	2	40
48-50	6	16	14	21	1	2	40
60-62	3	10	11	33	1	2	40
70-72	6	12	11	28	1	2	40
80-82	6	16	11	24	1	2	40
90-92	6	17	11	22	2	2	40
100-102	3	10	8	36	1	2	40
110-112	2	7	10	38	1	2	40
119-121	3	9	23	27	1	2	35
129-131	3	14	16	19	1	2	45
139-141	3	13	13	27	2	2	40
145-146.5	4	12	12	29	1	2	40
150-152	3	15	17	27	1	2	35
158-160	4	17	20	21	1	2	35
168-170	3	13	15	30	2	2	35
176-178	3	7	31	30	2	2	25
180-183A	3	12	13	29	1	2	40
180-183B	3	6	35	27	2	2	25
186-189A	3	10	31	13	1	2	40
186-189B	3	6	24	33	2	2	30
190.5-192	3	13	28	18	1	2	35
198-200	3	12	16	31	1	2	35
210-212	7	16	11	22	2	2	40
220-221	6	15	11	24	2	2	40
229-231	6	18	15	17	2	2	40
239-241	6	21	12	17	2	2	40
249-251	5	21	16	20	1	2	35
259-262	6	18	10	22	2	2	40
268-271	5	19	15	17	2	2	40
277-280	7	16	11	23	1	2	40
286-289	6	19	13	18	2	2	40
298-300	3	15	13	25	2	2	40
308-311	6	13	9	28	2	2	40
320-322	3	16	10	27	2	2	40
327-330	6	16	19	16	1	2	40
339-342	6	19	12	19	2	2	40
351-354	6	12	12	27	1	2	40
360-362	6	13	12	21	1	2	45
370-372	6	15	23	27	2	2	25
374-376	3	19	25	24	2	2	25
383-385	6	13	16	26	2	2	35
391-393	3	13	17	23	2	2	40
400-402	3	6	38	39	2	2	10
410-412	3	6	34	43	2	2	10
418.5-419.5	3	6	43	36	2	0	10
421-423	3	5	63	19	0	0	10
425-427A	6	12	15	23	2	2	40
425-427B	3	8	56	30	1	2	0
429-431A	3	5	38	26	1	2	25
429-431B	4	21	31	21	1	2	20
431-433	5	9	13	28	1	4	40
441-442	3	12	16	21	1	2	45
450-453	5	11	17	19	1	2	45
468-471	3	14	14	26	1	2	40
489-492	3	12	19	28	1	2	35
510-513	5	11	14	26	2	2	40
528-531	3	12	14	27	2	2	40
549-552	3	10	19	24	2	2	40
570-573	2	7	26	21	1	3	40
588-591	4	16	13	22	1	4	40
606-609	3	10	12	31	2	2	40
627-630	3	17	19	18	1	2	40
633-636	3	9	11	33	2	2	40

Tab. 13.12.1 - Tabella dei valori relativi alla frazione mineralogica sul sedimento  
tal quale nella carota ANTA 5bis.

livello (cm)	Smectite	Illite	Clorite	
0-2	13	65	22	
8-10	13	65	22	
16-18	15	64	22	
20-22	14	64	22	
30-32	16	64	20	
40-42	16	63	21	
48-50	16	62	22	
60-62	17	60	23	
70-72	25	57	18	
80-82	33	53	14	
90-92	27	54	19	
100-102	28	57	15	
110-112	30	55	15	
119-121	17	63	20	
129-131	25	57	18	
139-141	29	55	16	
145-146.5	25	57	18	
150-152	26	57	17	
158-160	22	60	18	
168-170	31	51	17	
176-178	25	55	20	
180-183A	19	66	14	
180-183B	17	63	21	
186-189A	26	57	16	
186-189B	24	59	17	
190.5-192	32	55	13	
198-200	35	52	13	
210-212	34	52	14	
220-221	29	55	16	
229-231	24	58	18	
239-241	29	53	17	
249-251	23	60	17	
259-262	24	59	17	
268-271	34	51	15	
277-280	27	58	15	
286-289	27	57	16	
298-300	30	57	14	
308-311	33	53	14	
320-322	26	58	16	
327-330	28	59	13	
339-342	29	57	14	
351-354	32	54	14	
360-362	27	58	15	
370-372	34	55	11	
374-376	31	56	13	
383-385	28	56	16	
391-393	23	58	18	
400-402	25	55	19	
410-412	23	57	20	
418.5-419.5	26	57	18	
421-423	29	54	16	
425-427A	35	49	16	
425-427B	43	43	14	
429-431A	47	42	11	
431-433	45	43	13	
441-442	39	45	16	
450-453	16	56	28	AMORFO
468-471	16	53	31	AMORFO
489-492	23	54	23	AMORFO
510-513	15	60	26	AMORFO
528-531	16	56	28	AMORFO
549-552	14	62	24	AMORFO
570-573	17	55	28	AMORFO
588-591	16	60	24	AMORFO
606-609	16	60	24	AMORFO
627-630	18	55	27	AMORFO
633-636	15	62	23	AMORFO

Tab. 13.12.2 - Tabella dei valori relativi ai minerali argillosi  
nella frazione < 2 $\mu$ m nella carota ANTA 5bis.

Riguardo a tale frazione, sono state osservate significative variazioni delle percentuali di smectite. Questo minerale è infatti presente in quantità < 20% nella porzione di carota compresa tra 0 e 60 cm, ma aumenta, con valori anche > 30%, nell'intervallo tra 70 e 410 cm. Quindi si osserva un ulteriore netto incremento nei livelli tra 420 e 431 cm in cui i tenori in smectite raggiungono valori del 47%. Infine, nei livelli inferiori i tenori di smectite scendono a percentuali < 20%. Le percentuali in illite presentano invece un "trend" abbastanza costante, ma diminuiscono leggermente nell'intervallo tra 420 e 431 cm, in corrispondenza dell'aumento di smectite. Infine, l'andamento delle percentuali di clorite è anche costante (circa 20%) fino a 450 cm di profondità, livello al di sotto del quale si riscontra un incremento della clorite, cui corrisponde una diminuzione della smectite (Tab. 13.13.1).

### 13.14 - Discussione

Riguardo le analisi sul sedimento tal quale, le percentuali di silice amorfa nella carota sono soprattutto correlabili con la granulometria dei sedimenti, in quanto le sue percentuali decrescono vistosamente nei livelli caratterizzati da elevati contenuti di sabbia. Ciò è dovuto al fatto che la silice amorfa è presente soprattutto nei gusci silicei di organismi aventi dimensioni molto ridotte. Inoltre, le percentuali di mica e clorite aumentano e le percentuali di quarzo diminuiscono, con l'aumento dei tenori di argilla.

La mineralogia della frazione argillosa è tipica dei sedimenti marini antartici, generalmente caratterizzati dalla prevalenza delle percentuali di illite e subordinatamente di clorite su quelle di smectite e caolinite (Ehrmann *et al.*, 1992). La caolinite, talvolta presente nei sedimenti antartici seppur in ridotte percentuali, è completamente assente nella carota ANTA 5bis. La smectite è invece presente in quantità piuttosto rilevanti, superiori a quelle comunemente descritte nei sedimenti antartici recenti (Ehrmann *et al.*, 1992; Petschick *et al.*, 1996). Le sue percentuali aumentano in corrispondenza dell'intervallo tra 420 e 440 cm, in relazione all'aumento delle percentuali di sabbia e silt nel sedimento totale. Appare quindi che l'aumento in smectite non possa essere attribuibile ad un miglioramento climatico ma, piuttosto, ad una diversa provenienza dei sedimenti. Un problema riguarda comunque l'origine della smectite nei sedimenti della carota. E' noto infatti come questo minerale sia un prodotto dell'alterazione chimica e la sua formazione richieda condizioni di temperatura ed umidità sicuramente superiori a quelle presenti in Antartide. Le indagini svolte nei suoli recenti dell'Antartide (Campbell & Claridge, 1989) hanno effettivamente evidenziato come la formazione di questo minerale sul continente sia un fenomeno piuttosto limitato.



Nei sedimenti marini, la smectite può essere inoltre di origine autigena, e formata per processi di "almirolisi" (alterazione chimica sottomarina) su rocce o vetri basaltici. La composizione della smectite detritica ricade generalmente nel campo delle beidelliti (smectiti arricchite in Al) mentre le smectiti autigene sono generalmente classificate come nontroniti o saponiti (arricchite rispettivamente in Fe e Mg). Alcune indagini attraverso tecnica di Microscopia Elettronica a Trasmissione (TEM) condotte per comprendere l'origine della smectite nei sedimenti Quaternari nel Mare di Ross hanno evidenziato che le smectiti siano essenzialmente di tipo beidellitico, di origine quindi detritica (Quaia *et al.*, *in press*; Setti *et al.*, 1998). E' lecito quindi ipotizzare che la smectite nella carota ANTA 5bis sia da ricondurre probabilmente alla presenza di suoli formati in epoche precedenti al quaternario (probabilmente nel Cenozoico).

### 13.15 - Carbonio organico ed azoto

La percentuale di C organico è compresa tra 0.045 e 0.950% con un tenore medio pari a  $0.329 \pm 0.19\%$  (Tab. 13.15.1). Ha un andamento verticale decisamente articolato (Fig. 13.15.1), infatti si osserva, dai livelli superficiali a quelli basali l'alternanza di livelli con tenori elevati e decisamente bassi. In generale, si osservano i valori maggiori nei livelli superficiali (0-75 cm) con una media pari a  $0.647 \pm 0.21\%$ ; quindi tra 80-200 cm circa si registra un calo del carbonio con percentuali medie pari a  $0.211 \pm 0.05\%$ . Da questo livello fino a circa 400 cm si registra un lieve aumento (media  $0.294 \pm 0.06\%$ ), al quale segue un drastico calo, fino a circa 440 cm, con le percentuali in assoluto più basse rispetto a quelle osservate lungo tutta la carota ( $0.135 \pm 0.08\%$ ). La parte basale è decisamente omogenea con un tenore medio di  $0.438 \pm 0.02\%$ .

L'azoto varia da un minimo di 0.005% ad un massimo di 0.125% con un tenore medio pari a  $0.04 \pm 0.03\%$  (Tab. 13.15.2). Anche se le variazioni non sono così marcate (Fig. 13.15.1) come quelle del carbonio si possono comunque individuare cinque intervalli, in cui si alternano valori maggiori a minori del tenore di azoto. In particolare, nei livelli superficiali (primi 75 cm) si osservano i valori più elevati di azoto (media -  $0.09 \pm 0.03\%$ ). Quindi nell'intervallo tra 80-200 cm si registra un primo calo di azoto con un tenore medio pari a  $0.03 \pm 0.01\%$ . Nell'intervallo centrale fino a circa 390 cm si ha un leggerissimo aumento (media -  $0.04 \pm 0.01\%$ ) al quale segue un drastico calo delle percentuali di azoto con un tenore medio pari a  $0.01 \pm 0.01\%$ . La parte basale come osservato per il carbonio è decisamente omogeneo con un valore medio di  $0.04 \pm 0.04\%$ .

Il rapporto molare C/N (Tab. 13.15.3) varia da un minimo di 3.8 ad un massimo di 25.1 con un media pari a  $9.8 \pm 3.20$ . I primi 75 cm mostrano i valori più bassi del rapporto con una media pari a  $8.6 \pm 0.47$ ; Quindi da 80 cm a 400 cm circa si osservano valori oscillanti attorno a 10 con una media pari a  $9.4 \pm 0.70$ , mentre,

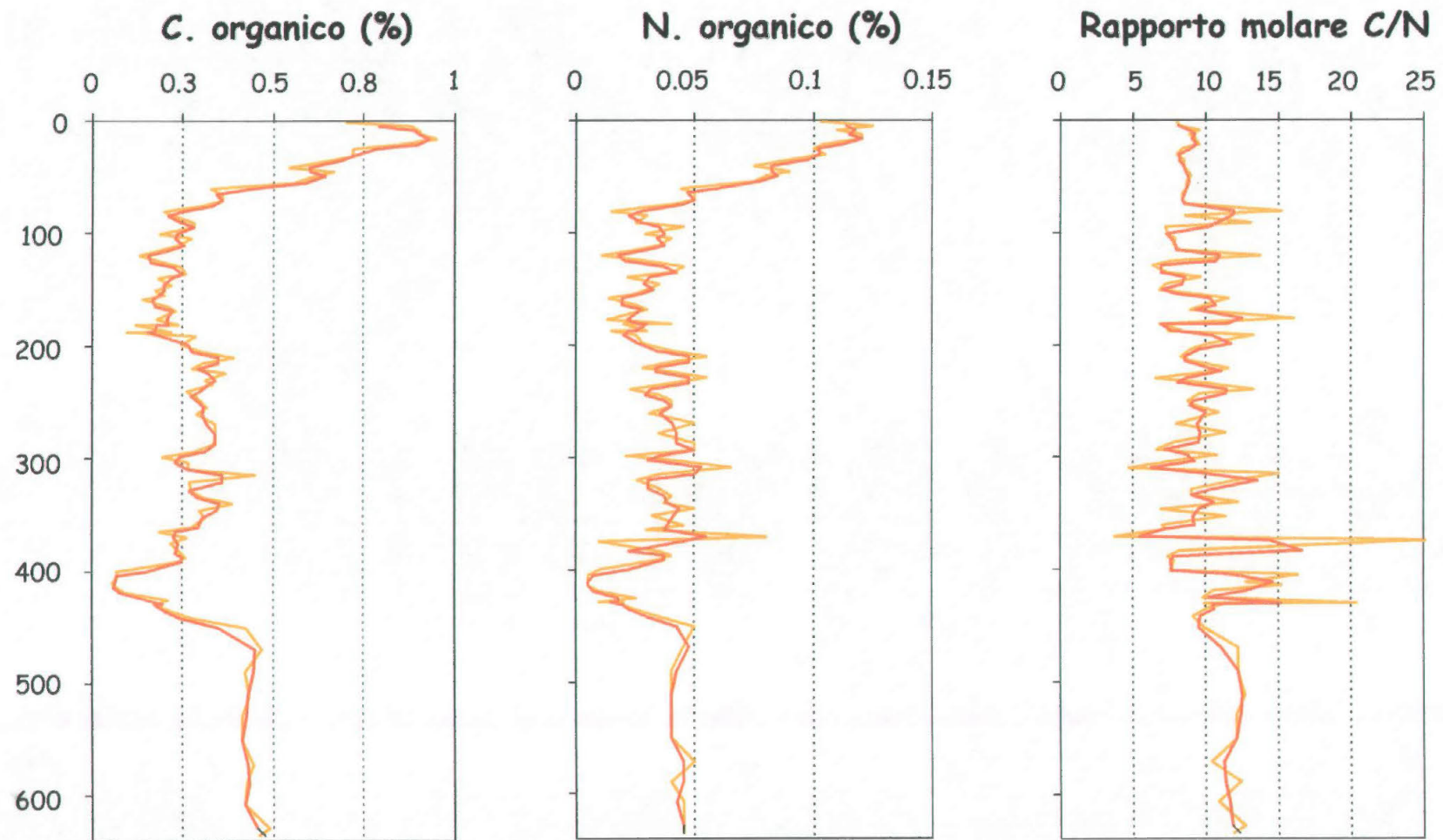


Fig. 13.15.1 - Distribuzione verticale del carbonio organico, dell'azoto e del rapporto molare C/N nella carota ANTA 5bis. In giallo sono rappresentati i valori dei parametri analizzati, mentre in arancione la media in base 2 per gli stessi.

livello (cm)	Carbonio organico (%)	livello (cm)	Carbonio organico (%)
0-2	0,701	239-241	0,261
4-6	0,880	243-245	0,285
8-10	0,900	249-251	0,300
12-14	0,910	253-256	0,315
16-18	0,950	259-262	0,288
20-22	0,848	268-271	0,340
24-26	0,720	277-280	0,339
30-32	0,715	286-289	0,335
34-36	0,655	292-295	0,285
40-42	0,543	298-300	0,194
44-46	0,665	302-304	0,265
48-50	0,615	308-311	0,265
54-56	0,555	314-317	0,450
60-62	0,327	320-322	0,268
64-66	0,360	327-330	0,270
70-72	0,360	333-336	0,310
74-76	0,300	339-342	0,387
80-82	0,195	345-348	0,295
84-86	0,220	351-354	0,312
90-92	0,280	360-362	0,270
94-96	0,280	364-366	0,185
100-102	0,184	370-372	0,260
104-106	0,270	374-376	0,215
110-112	0,235	383-385	0,245
114-117	0,175	387-389	0,255
119-121	0,130	391-393	0,235
125-127	0,195	400-402	0,065
129-131	0,245	404-406	0,070
135-137	0,255	410-412	0,055
139-141	0,182	414-415	0,065
145-146.5	0,215	418.5-419.5	0,090
150-152	0,175	421-423	0,045
154-156	0,195	425-427A	0,210
158-160	0,138	425-427B	0,055
164-166	0,210	429-431A	0,175
168-170	0,230	429-431B	0,170
176-178	0,179	431-433	0,190
180-183a	0,235	435-437	0,215
180-180b	0,120	441-443	0,275
186-189a	0,215	450-453	0,425
186-189b	0,095	468-471	0,470
190.5-192	0,285	489-492	0,420
198-200	0,243	510-513	0,435
204-206	0,305	528-531	0,415
210-212	0,390	549-552	0,415
214-216	0,305	570-573	0,445
220-221	0,276	588-591	0,425
223-225	0,365	606-609	0,420
229-231	0,310	627-630	0,490
233-235	0,330	633-636	0,460

Tab. 13.15.1 - Tabella relativa alle percentuali di carbonio organico nella carota ANTA 5bis.

livello (cm)	Azoto (%)	livello (cm)	Azoto (%)
0-2	0,103	239-241	0,023
4-6	0,125	243-245	0,035
8-10	0,110	249-251	0,040
12-14	0,120	253-256	0,040
16-18	0,120	259-262	0,031
20-22	0,104	268-271	0,050
24-26	0,100	277-280	0,035
30-32	0,105	286-289	0,050
34-36	0,090	292-295	0,050
40-42	0,075	298-300	0,021
44-46	0,090	302-304	0,040
48-50	0,080	308-311	0,065
54-56	0,075	314-317	0,035
60-62	0,044	320-322	0,026
64-66	0,050	327-330	0,035
70-72	0,050	333-336	0,040
74-76	0,040	339-342	0,037
80-82	0,015	345-348	0,050
84-86	0,030	351-354	0,032
90-92	0,025	360-362	0,045
94-96	0,045	364-366	0,030
100-102	0,029	370-372	0,080
104-106	0,040	374-376	0,010
110-112	0,035	383-385	0,035
114-117	0,025	387-389	0,040
119-121	0,011	391-393	0,035
125-127	0,030	400-402	0,010
129-131	0,045	404-406	0,005
135-137	0,040	410-412	0,005
139-141	0,022	414-415	0,005
145-146.5	0,035	418.5-419.5	0,010
150-152	0,030	421-423	0,000
154-156	0,025	425-427A	0,025
158-160	0,014	425-427B	0,000
164-166	0,025	429-431A	0,010
168-170	0,030	429-431B	0,020
176-178	0,013	431-433	0,020
180-183a	0,040	435-437	0,025
180-180b	0,020	441-443	0,035
186-189a	0,030	450-453	0,050
186-189b	0,015	468-471	0,045
190.5-192	0,025	489-492	0,040
198-200	0,028	510-513	0,040
204-206	0,040	528-531	0,040
210-212	0,055	549-552	0,040
214-216	0,040	570-573	0,050
220-221	0,028	588-591	0,040
223-225	0,040	606-609	0,045
229-231	0,055	627-630	0,045
233-235	0,040	633-636	0,045

Tab. 13.15.2 - Tabella relativa alle percentuali di azoto nella carota ANTA 5bis.

livello (cm)	Rapporto molare C/N	livello (cm)	Rapporto molare C/N
0-2	7,9	239-241	13,2
4-6	8,2	243-245	9,5
8-10	9,5	249-251	8,8
12-14	8,8	253-256	9,2
16-18	9,2	259-262	10,8
20-22	9,5	268-271	7,9
24-26	8,4	277-280	11,3
30-32	7,9	286-289	7,8
34-36	8,5	292-295	6,7
40-42	8,4	298-300	10,8
44-46	8,6	302-304	7,7
48-50	9,0	308-311	4,8
54-56	8,6	314-317	15,0
60-62	8,7	320-322	12,0
64-66	8,4	327-330	9,0
70-72	8,4	333-336	9,0
74-76	8,8	339-342	12,2
80-82	15,2	345-348	6,9
84-86	8,6	351-354	11,4
90-92	13,1	360-362	7,0
94-96	7,3	364-366	7,2
100-102	7,4	370-372	3,8
104-106	7,9	374-376	25,1
110-112	7,8	383-385	8,2
114-117	8,2	387-389	7,4
119-121	13,8	391-393	7,8
125-127	7,6	400-402	7,6
129-131	6,4	404-406	16,3
135-137	7,4	410-412	12,8
139-141	9,7	414-415	15,2
145-146.5	7,2	418.5-419.5	10,5
150-152	6,8	421-423	0,0
154-156	9,1	425-427A	9,8
158-160	11,5	425-427B	0,0
164-166	9,8	429-431A	20,4
168-170	8,9	429-431B	9,9
176-178	16,1	431-433	11,1
180-183a	6,9	435-437	10,0
180-180b	7,0	441-443	9,2
186-189a	8,4	450-453	9,9
186-189b	7,4	468-471	12,2
190.5-192	13,3	489-492	12,3
198-200	10,1	510-513	12,7
204-206	8,9	528-531	12,1
210-212	8,3	549-552	12,1
214-216	8,9	570-573	10,4
220-221	11,5	588-591	12,4
223-225	10,6	606-609	10,9
229-231	6,6	627-630	12,7
233-235	9,6	633-636	11,9

Tab. 13.15.3 - Tabella relativa al rapporto molare C/N nella carota ANTA 5bis.

verso il fondo, si registra un aumento nel rapporto molare con un tenore medio pari a  $11.1 \pm 5.02$  fino ai 440 cm ed una media pari a  $11.8 \pm 0.94$  nella porzione basale della carota (Fig. 13.15.1).

### 13.16 - Discussione

Mediamente i valori di carbonio della carota ANTA 5bis rispecchiano i tenori medi riscontrati in Antartide da altri autori (Domack & McClennen, 1996; Brambati *et al.*, 1997; Licht *et al.*, 1999).

Come già rilevato per i parametri granulometrici, anche la frazione organica può essere suddivisa in 5 intervalli dalla superficie al fondo. Nella porzione basale (livello A) si ha anche per questi parametri una certa omogeneità con tenori di carbonio che si attestano attorno allo 0.4%. Questo intervallo, come evidenziato da una prima indagine microscopica, contiene fossili marini sia silicei (diatomee, radiolari e spicole di spugna) che carbonatici (foraminiferi sia bentonici che planctonici) che, unitamente ai tenori elevati di carbonio ed azoto, potrebbero indicare nella parte basale la presenza di un diamicton glacio-marino (Licht *et al.* 1999). L'intervallo centrale, dai 450 ai 70 cm circa, è probabilmente caratterizzato da fasi di oscillazioni della calotta glaciale. In particolare, l'intervallo basale è seguito da un drastico calo delle percentuali di carbonio e di azoto, con un incremento del rapporto molare C/N (intervallo B). Ciò potrebbe significare un peggioramento climatico vista la diminuzione della frazione organica e la scomparsa dei foraminiferi. Stevenson & Cheng sono stati i primi ad osservare variazioni rilevanti nel rapporto molare C/N all'aumentare dell'età del sedimento. In particolare, gli autori suggeriscono che le fluttuazioni di questo rapporto possono essere correlabili a fasi di miglioramento e peggioramento del clima. Zone ad elevato rapporto molare (Andersen *et al.*, 1996) coinciderebbero con *stage* glaciali; mentre gli intervalli tra queste zone possono rappresentare periodi interstadiali e interglaciali. Segue un intervallo (intervallo C) in cui si registra un lieve aumento della frazione organica, individuata anche dall'indagine microscopica, ed una piccola diminuzione del rapporto molare C/N.

A questo seguirebbe un nuovo peggioramento climatico (intervallo D) come si evince dal nuovo decremento del carbonio e dell'azoto e dall'incremento, anche se non marcato come nell'intervallo B, del rapporto molare C/N. La porzione più superficiale è caratterizzata da un graduale aumento del Carbonio e dell'Azoto con un rapporto molare C/N sempre inferiore a 10 che, come riportato da Stein *et al.* (1994), indicherebbe un ambiente di mare aperto corrispondente ad un periodo interstadiale/interglaciale (Andersen *et al.*, 1996).

### 13.17 - Indagine micropaleontologica

In 98 livelli della carota ANTA 5bis è stata effettuata un'indagine qualitativa micropaleontologica delle faune a foraminiferi presenti nella frazione >150µm. In tabella 13.17.1 sono riportate in ordine alfabetico le specie rinvenute, con il conteggio effettuato, il rapporto organico ed inorganico, la percentuale di silice biogenica ottenuta tramite una stima a vista, la percentuale di foraminiferi rispetto all'organico, e le percentuali di plancton e benthos.

La frazione organica risulta essere la componente principale del sedimento nei primi 70cm circa, tende invece a diminuire verso la base della carota, risultando particolarmente scarsa, se non addirittura assente in alcuni livelli. Infatti dai 70cm fino al fondo essa varia da un massimo del 40% ad un minimo dello 0%, attestandosi attorno al 5-10% dai 200cm verso la base della carota. La componente inorganica presenta ovviamente un andamento inverso, risultando particolarmente scarsa nei primi centimetri ed aumentando notevolmente con la profondità.

Nella frazione organica prevale decisamente la silice biogenica sulla componente a foraminiferi. Per la silice biogenica sono stati riportati i diversi *taxa* osservati con le indicazioni di abbondante (A), comune (C) e raro (R). Questa componente (silice biogenica) risulta particolarmente ricca nei primi 70cm, soprattutto di spicole di spugna, mentre si riscontrano percentuali inferiori di diatomee e radiolari. Le percentuali tendono quindi a diminuire verso i livelli più profondi.

Per quanto concerne i foraminiferi, sono state riconosciute 29 specie, di cui 28 bentoniche e una specie planctonica. Alcune specie (*Cibicides* sp., *Discorbis* sp., *Nonionella* sp., *Spiroculina* sp.) sono state mantenute in nomenclatura aperta. Le faune a foraminiferi si concentrano in tre intervalli della carota e in particolare nei primi 100cm circa, tra i 330-390cm e dai 460cm fino alla base della carota. Negli altri livelli invece la fauna a foraminiferi risulta assente. Tra i foraminiferi prevalgono decisamente le specie bentoniche, mentre la specie planctonica *Neogloboquadrina pachyderma* è presente solo in pochi livelli (Tab. 13.17.1).

Di seguito vengono descritte schematicamente alcune delle specie e generi bentonici maggiormente rappresentativi rinvenuti lungo la carota. Altre specie non sono state descritte perché estremamente poco rappresentative in termini di abbondanza come per es. *Bolivina cincta*, *Bulimina aculeata*, *Cribrostomoides wiesneri*, *Fursenkoina fusiformis*, *Lagena* spp., *Spiroculina* sp. e *Stainforthia concava*.

***Astrononion antarticus* e *A. echolsi*.** *A. antarticus* risulta particolarmente scarso lungo la carota comparando con un numero scarso di individui in alcuni livelli concentrati soprattutto nella parte basale della carota. *A. echolsi* invece compare fin dai livelli superficiali

LIVELLI (cm)	0-2	4-6	8-10	12-14	16-18	20-22	24-26	30-32	34-36	40-42	44-46	48-50	54-56	60-62	64-66	70-72	74-76	80-82	84-86	90-92	94-96	100-102	104-106	110-112	114-117
% organico	80	80	70	80	70	70	80	70	80	70	80	60	70	60	90	60	40	50	10	50	5	5	15	30	20
% plancton	25	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	0
<i>Astrononion antarcticus</i>																								7	
<i>Astrononion echolsi</i>	4	4	1	1																				9	
<i>Bolivina cinta</i>		1		1																				5	
<i>Bulimina aculeata</i>		1																							
<i>Cribrostomoides wiesneri</i>	6		1																						
<i>Cibicides refulgens</i>		1																							
<i>Discorbis</i> sp.																								7	
<i>Ehrenbergina glabra</i>																									
<i>Fursenkoina fusiformis</i>		1																						2	
<i>Globocassidulina bionia</i>																									
<i>Globocassidulina crassa</i>																								2	
<i>Globocassidulina subglobosa</i>																									
<i>Lagena</i> sp.		1																						1	
<i>Lagenammina atlantica</i>		3																							
<i>Lagenammina difflugiformis</i>	9																								
<i>Miliammina</i> spp.	37	9	1	25	1	28	60	1	86	80	129	3	65	30	1			1					1		
<i>Miliolinella subrotunda</i>							1																		
<i>Nonionella</i> sp.																									
<i>Partotrochammina antarctica</i>	14	1	3	1	1	2					1			3											
<i>Partotrochammina molovensisi</i>	1																								
<i>Pseudobolivina antarctica</i>	5	2		1																				6	
<i>Recurvoides contortus</i>	2																								
<i>Reophax scorpiurus</i>	1																								
<i>Rhabdammina abyssorum</i>	3													1											
<i>Spiroculina</i>																								3	
<i>Stainforthia concava</i>																									
<i>Textularia earlandi</i>	1																								
<i>Trifarina angulosa</i>																								2	
<i>Trochammina multiloculata</i>	1																								
<i>Trochammina ochracea</i> spp.	3		144		84	8		60		8	1	25	17	4	25	6				3					
<i>Uvigerina</i> spp.																									
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	4	2																		1		2	28		
% organogeno	80	80	70	80	70	70	80	70	80	70	80	60	70	60	90	60	40	50	10	50	5	5	15	30	20
% inorganico	20	20	30	20	30	30	20	30	20	30	20	40	30	40	10	40	60	50	90	50	95	95	85	70	80
% silicei sull'organico	60	60	50	60	65	65	75	65	75	65	75	55	65	45	85	45	35	49	10	49	5	4	8	30	20
radiolari	A	A	A	A	A	A	A	A	A	C	A	A	A	C	A	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R
diatomee	A	A	A	A	A	A	A	A	A	C	A	A	A	C	A	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R
spicole di spugna	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	C	R	R	R	C	C
% foraminiferi	20	20	20	20	5	5	5	5	5	5	5	5	5	15	5	15	5	1	0	1	0	1	7	0	0
% plancton	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,9	0	0
% benthos	19	18	20	20	5	5	5	5	5	5	5	5	5	15	5	15	5	1	0	1	0	1	3,1	0	0
A=Abbondante C=Comune R=Raro																									

Tab. 13.17.1 - Indagine quali-quantitativa delle faune a foraminiferi planctonici e bentonici nella carota ANTA 5bis. Le specie sono elencate in ordine alfabetico.



LIVELLI (cm)	119-121	125-127	129-131	135-137	139-141	145-146.5	150-152	154-156	164-166	168-170	176-178	180-183A	180-183B	186-189A	186-189B	190.5-192	198-200	204-206	210-212	220-221	229-231	233-235	239-241	243-245
% organico	0	20	40	20	0	40	30	30	20	20	20	15	20	15	15	20	0	10	10	10	10	5	5	5
% plancton	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Astrononion antarcticus																								
Astrononion echolsi																								
Bolivina cinta																								
Bulimina aculeata																								
Cribrostomoides wiesneri																								
Cybicides refulgens																								
Discorbis sp.																								
Ehrenbergina glabra																								
Fursenkoina fusiformis																								
Globocassidulina sp.																								
Globocassidulina crassa																								
Globocassidulina subglobosa																								
Lagena sp.																								
Lagenammina atlantica																								
Lagenammina difflugiformis																								
Miliammina spp.																								
Miliolinella subrotunda																								
Nonionella sp.																								
Portotrochammina antarctica																								
Portotrochammina molovensensis																								
Pseuobolivina antarctica																								
Recurvoides contortus																								
Reophax scorpiurus																								
Rhabdammina abyssorum																								
Spiroculina																								
Stainforthia concava																								
Textularia earlandi																								
Trifarina angulosa																								
Trochammina multiloculata																								
Trochammina ochracea spp.																								
Uvigerina sp.																								
Neogloboquadrina pachiderma																								
% organogeno	0	20	40	20	0	40	30	30	20	20	20	15	20	15	15	20	0	10	10	10	10	5	5	5
% inorganico	100	80	60	80	100	60	70	70	80	80	80	85	80	85	85	80	100	90	90	90	90	95	95	95
% silicei sull'organico	0	20	40	20	0	40	30	30	20	20	20	15	20	15	15	20	0	10	10	10	10	5	5	5
radiolari	C	C	C			C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C		R						
diatomee	R	R	R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R						
spicole di spugna	A	A	A			A	A	A	A	A	A	A	A	A	C	C	A		R	C	C	C	R	R
% foraminiferi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
% plancton	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
% benthos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A=Abbondante C=Comune R=Raro																								

ib. 13.17.1 - Indagine quali-quantitativa delle faune a foraminiferi planctonici e bentonici nella carota ANTA 5bis.

Le specie sono elencate in ordine alfabetico.

LIVELLI (cm)	249-251	253-256	259-262	268-271	277-280	286-289	292-295	298-300	302-304	308-311	314-317	320-322	333-336	339-342	345-348	351-354	360-362	364-366	370-372	374-376	383-385	387-389	391-393	400-402	404-406
% organico	5	10	10	10	10	10	10	10	10	10	5	5	20	10	10	5	10	5	10	2	30	5	30	30	30
% plancton	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	25	75	0	50	70	0	0	0	0
<i>Astronion antarcticus</i>																			1						
<i>Astronion echolsi</i>																	4	1	1		1	5			
<i>Bolivina cinta</i>																									
<i>Bulimina aculeata</i>																				1					
<i>Cribrostomoides wiesneri</i>																									
<i>Cybicoides refulgens</i>																									
<i>Discorbis</i> sp.																	1				1	2			
<i>Ehrenbergina glabra</i>																									
<i>Fursenkoina fusiformis</i>																									
<i>Globocassidulina</i> sp.																									
<i>Globocassidulina crassa</i>																									
<i>Globocassidulina subglobosa</i>																									
<i>Lagena</i> sp.																									
<i>Lagenammina atlantica</i>																									
<i>Lagenammina difflugiformis</i>																									
<i>Miliammina</i> spp.																									
<i>Miliolinella subrotunda</i>																									
<i>Nonionella</i> sp.																									
<i>Portotrochammina antarctica</i>																									
<i>Portotrochammina molovensisi</i>																									
<i>Pseudobolivina antarctica</i>															1										
<i>Recurvoides contortus</i>																									
<i>Reophax scorpionus</i>																									
<i>Rhabdammina abyssorum</i>																									
<i>Spiroculina</i>																									
<i>Stainforthia concava</i>																							3		
<i>Textularia earlandi</i>																									
<i>Trifarina angulosa</i>						1							7	4	13										
<i>Trochammina multiloculata</i>																									
<i>Trochammina ochracea</i> spp.																									
<i>Uvigerina</i> sp.																									
<i>Neogloboquadrina pachiderma</i>															2		3	4		1	6				
% organogeno	5	10	10	10	10	10	10	10	10	10	5	5	20	10	10	5	10	5	10	2	30	5	30	30	30
% inorganico	95	90	90	90	90	90	90	90	90	90	95	95	80	90	90	95	90	95	90	98	70	95	70	70	70
% silicei sull'organico	5	10	10	10	10	10	10	10	10	10	5	5	17	8	8	5	8	3	9	1	20	4	30	30	30
radiolari	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		C	R	A	A	C
diatomee		R	R	R	R	R	R	R	R	R			R	R	R	R	R	R	R		C	R	C	C	C
spicole di spugna	C	C	C	C	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	C	R	A	R	A	A
% foraminiferi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	2	0	2	2	1	1	10	1	0	0	0
% plancton	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0	0,8	1,6	0	0,5	5,5	0	0	0	0
% benthos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	1,7	0	1,2	0,4	1	0,5	4,5	1	0	0	0
A=Abbondante C=Comune R=Raro																									

Tab. 13.17.1 - Indagine quali-quantitativa delle faune a foraminiferi planctonici e bentonici nella carota ANTA 5bis. Le specie sono elencate in ordine alfabetico.

LIVELLI (cm)	410-412	414-15	418.5-419.5	421-423	429-431A	429-431B	425-427A	425-427B	429-431A	429-431B	431-433	435-437	441-443	450-453	468-471	489-492	510-513	528-531	549-552	570-573	588-591	606-609	627-630	633-636
% organico	30	30	20	10	10	10	5	5	5	5	5	5	5	5	20	10	5	5	5	5	2	4	4	4
% plancton	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	40	20	15	15	20	20	20	0	30
<i>Astrononion antarcticus</i>															2		1			1	1	1	1	
<i>Astrononion echolsi</i>																1		1	2	7	1	1	1	
<i>Bolivina cinta</i>																								
<i>Bulimina aculeata</i>																								1
<i>Cribrostomoides wiesneri</i>																								
<i>Cybicoides refulgens</i>																3		1	1	1	2	2	2	1
<i>Discorbis</i> sp.																								
<i>Ehrenbergina glabra</i>															2	1	2	1		2	1		3	1
<i>Fursenkoina fusiformis</i>																								
<i>Globocassidulina</i> sp.																			5	2	8	4	3	4
<i>Globocassidulina crassa</i>															3		6	2						
<i>Globocassidulina subglobosa</i>																11								
<i>Lagena</i> sp.															1		1				1			
<i>Lagenammina atlantica</i>																								
<i>Lagenammina difflugiformis</i>																								
<i>Miliammina</i> spp.																			1					
<i>Miliolinella subrotunda</i>																								
<i>Nonionella</i> sp.																	2		1		1		1	
<i>Portotrochammina antarctica</i>																					1			
<i>Portotrochammina molovens</i>																								
<i>Pseudobolivina antarctica</i>																								
<i>Recurvoides contortus</i>																								
<i>Reophax scorpiurus</i>																								
<i>Rhabdammina abyssorum</i>																								
<i>Spiroculina</i>																								
<i>Stainforthia concava</i>																								
<i>Textularia earlandi</i>																								
<i>Trifarina angulosa</i>															3							1	1	2
<i>Trochammina multiloculata</i>																			1	2				
<i>Trochammina ochracea</i> spp.																								
<i>Uvigerina</i> sp.																			1					
<i>Neogloboquadrina pachiderma</i>															10	5	3	2	3	3	6	6		3
% organogeno	30	30	20	10	10	10	5	5	5	5	5	5	5	5	20	10	5	5	5	5	2	4	4	4
% inorganico	70	70	80	90	90	90	95	95	95	95	95	95	95	95	80	90	95	95	95	95	98	96	96	96
% silicei sull'organico	30	30	20	10	10	10	5	5	5	5	5	5	5	5	10	4	1	1	1	1	0,1	0,4	0,4	0,4
radiolari	A	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
diatomee	C	C	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R			R	
spicole di spugna	A	A	A	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R					
% foraminiferi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	6	4	4	4	4	1,9	3,6	3,6	3,6
% plancton	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,8	1,4	0,8	1	0,7	0,7	0,5	1,4	0	1
% benthos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,2	4,6	3,3	3	3,3	3,3	1,4	2,2	3,6	2,6
A=Abbondante C=Comune R=Raro																								

Tab. 13.17.1 - Indagine quali-quantitativa delle faune a foraminiferi planctonici e bentonici nella carota ANTA 5bis.  
Le specie sono elencate in ordine alfabetico.

(0-14cm) quindi scompare per ricomparire nel livello 104-106. Nell'intervallo centrale e in quello basale è presente anche se con uno scarso numero di individui.

***Cibicides refulgens*** : Tende a comparire nei livelli più profondi della carota in particolare con la specie *refulgens*.

***Dyscorbis* sp.**: Questa specie, assente nei primi centimetri della carota, compare con un numero elevato di individui nel livello 104-106, e poi nell'intervallo centrale, mentre è assente in quello basale.

***Ehrenbergina glabra***. Questa specie, completamente assente nei due intervalli superficiale e centrale, compare in maniera continua in quello basale anche se con scarso numero di individui.

***Globocassidulina bitorata*, *G. crassa*, *G. subglobosa***. Queste specie sono prevalenti nei livelli basali della carota e solo la *Globocassidulina bitorata* e la *G. crassa* compaiono in due livelli più superficiali.

***Lagenamina atlantica* e *L. difflugiformis***. Presenti nei primi 6cm della carota scompaiono definitivamente nella parte restante.

***Miliammina* spp.**: Questo genere, presente con le specie *Miliammina earlandi*, *lata* e *obliqua*, è particolarmente abbondante nei primi 100cm di carota con un numero di individui talvolta superiore al centinaio. Nei livelli centrali e basale della carota invece sparisce completamente.

***Nonionella* sp.**: questa specie, assente nei livelli superficiali e centrali della carota compare in maniera abbastanza continua ma con un numero scarso di individui nei livelli più profondi.

***Portotrochammina antartica* e *P. molovenssis***. *P. molovenssis* è particolarmente scarsa, comparando solo in un livello superficiale, mentre *P. antartica* è più abbondante, soprattutto nei livelli superficiali. La ritroviamo in un solo livello profondo con un unico individuo.

***Pseudobolivina antartica***. E' presente solo in alcuni livelli superficiali, con un basso numero di esemplari.

***Trifarina angulosa***: questa specie assente nei livelli superficiali compare in maniera abbastanza continua in quello intermedio e in quello profondo, con un numero di individui più abbondante tra i 330 e 345cm.

***Trochammina ochracea***. Questa specie risulta particolarmente abbondante nei primi 70cm di carota, con un numero di individui anche particolarmente abbondante. Scompare completamente nella parte restante della carota.

La specie planctonica *Neoglobobulimina pachyderma* è presente nei primi centimetri della carota, e nell'intervallo compreso tra i 90-104cm in cui si evidenzia il massimo numero di individui. E' presente in maniera abbastanza continua anche nell'intervallo centrale e in quello basale.

## 13.18 - Discussione

Come già evidenziato da Salvi (1995), in una carota prelevata nel Joides Basin, la carota può essere suddivisa da un punto di vista micropaleontologico in tre unità, di seguito descritte dalla più antica alla più recente:

L'unità inferiore, dai 470 cm al fondo, è caratterizzata principalmente da *taxa* calcarei; tra questi alcune specie (*Astrononion antarcticus* ed *A. echolsi*, *Cibicides refulgens*, *Ehrenbergina glabra*, *Globocassidulina biora*) sono presenti in maniera continua all'interno dei diversi livelli studiati anche se con un basso numero di individui. Altre come la *Globocassidulina crassa*, *G. subglobosa* e *Trifarina angulosa* sono presenti ma non in tutti i livelli campionati. Sono inoltre presenti esemplari di *Neogloboquadrina pachyderma* in tutti i livelli campionati nonché rari individui di foraminiferi agglutinanti (*Trochammina multiloculata*).

Nella parte centrale (330-390cm) i foraminiferi, pur presenti, sono da un punto di vista sia qualitativo ma soprattutto quantitativo, particolarmente scarsi e presenti solo con *taxa* calcarei. Tra i planctonici è presente sempre la *Neogloboquadrina pachyderma*.

L'unità superiore (0-104cm) è caratterizzata in particolare da forme agglutinanti tra cui *Miliammina* spp., *Trochammina ochracea* e *Portotrochammina antarctica*. In particolare *Miliammina* spp. assume nei livelli superficiali carattere di dominanza, essendo presente in tutti i livelli campionati in maniera continua e con un elevato numero di individui; *Trochammina ochracea*, anche se non con la stessa continuità di *Miliammina* spp., è presente in maniera abbastanza continua e con un elevato numero di individui. Compiono anche foraminiferi calcarei, concentrati però proprio nei primi centimetri di sedimento (0-10cm) con un basso numero di individui. Scarsi risultano i foraminiferi planctonici presenti unicamente con la specie *N. pachyderma*.

La distribuzione dei foraminiferi bentonici è legata a diverse proprietà fisiche, chimiche e biologiche, alla granulometria dei sedimenti, alla temperatura e salinità dell'acqua e alle concentrazioni di ossigeno. In generale si è visto che la conservazione dei foraminiferi calcarei in ambienti polari dipende dalla concentrazione di carbonato di calcio nelle acque di fondo. Infatti, nelle acque Antartiche la profondità di compensazione della Calcite (CCD), si riduce causa la bassa temperatura, gli alti contenuti di CO<sub>2</sub> e la bassa produttività primaria superficiale, che si riduce con lo spessore del ghiaccio. Le variazioni nel tempo di tale profondità causano una differente distribuzione dei foraminiferi (Violanti, 1996).

### 13.19 - Analisi statistica multivariata

Anche la carota ANTA 5bis è stata sottoposta ad analisi statistica multivariata al fine di semplificare la lettura dei diversi parametri analizzati.

Come per le altre due carote questo tipo di indagine è stata eseguita sulle singole percentuali delle classi granulometriche, suddivise in intervalli di  $\frac{1}{2}$  unità  $\phi$ , delle frazioni sabbioso-pelitica (< 2 mm), mentre in questo caso non è risultata significativa l'indagine statistica sulle percentuali della frazione argillosa (<2 $\mu$ m).

E' stata applicata l'analisi fattoriale in modo Q, secondo il metodo delle componenti principali, imponendo una rotazione ortogonale (varimax) degli assi di riferimento, in modo tale da rendere più chiara e semplice la matrice dei risultati. Inoltre come già effettuato per la carota prelevata all'interno dello Stretto di Magellano è stata applicata l'analisi statistica sia sul sedimento tal quale che sulla sola componente pelitica ricalcolata a 100%.

Nel primo caso (sedimento tal quale), sono stati estratti tre fattori con "eigenvalue" >1, che esplicano il 92.14% della varianza totale tra i campioni.

livello (cm)	F1	F2	F3	livello (cm)	F1	F2	F3	livello (cm)	F1	F2	F3
0-2	0.18	0.02	0.93	164-166	0.41	-0.54	0.61	351-354	0.84	0.22	0.27
4-6	0.15	0.03	0.91	168-170	0.07	-0.82	0.50	360-362	0.93	0.14	0.21
8-10	-0.08	0.05	0.95	176-178	-0.17	-0.93	-0.02	364-366	0.86	-0.17	0.22
12-14	0.12	0.04	0.97	180-183a	0.86	-0.37	0.18	370-372	0.76	-0.44	0.01
16-18	-0.03	0.07	0.97	180-183b	-0.24	-0.91	0.18	374-376	0.79	-0.42	0.04
20-22	0.19	0.07	0.95	186-189a	0.20	-0.89	0.33	383-385	0.93	0.19	0.22
24-26	0.36	0.11	0.89	186-189b	-0.22	-0.93	-0.06	387-389	0.93	0.14	0.27
30-32	0.43	0.14	0.83	190.5-192	0.92	0.14	0.34	391-393	0.67	-0.50	0.46
34-36	0.74	0.17	0.62	198-200	0.97	0.11	0.13	400-402	-0.35	-0.87	0.27
40-42	0.87	0.18	0.39	204-206	0.96	0.11	0.15	404-406	-0.48	-0.83	0.17
44-46	0.86	0.14	0.45	210-212	0.97	0.11	0.15	410-412	-0.44	-0.86	0.04
48-50	0.81	0.13	0.52	214-216	0.97	0.09	0.03	414-415	-0.31	-0.91	-0.16
54-56	0.84	0.14	0.50	220-221	0.97	0.12	0.06	418.5-419.5	-0.50	-0.59	-0.40
60-62	0.80	0.15	0.53	223-225	0.98	0.12	0.09	421-423	-0.58	-0.45	-0.47
64-66	0.58	0.14	0.74	229-231	0.91	0.12	0.29	425-427a	0.70	-0.60	0.26
70-72	0.88	0.14	0.43	233-235	0.97	0.15	0.13	425-427b	-0.06	-0.93	-0.25
74-76	0.97	0.13	0.09	239-241	0.90	0.15	0.35	429-431a	0.29	-0.82	-0.31
80-82	0.94	0.12	0.22	243-245	0.90	0.21	0.23	429-431b	0.80	-0.39	0.31
84-86	0.94	0.19	0.18	249-251	0.86	0.19	0.41	431-433	0.84	-0.13	0.06
90-92	0.96	0.11	0.17	253-256	0.86	0.19	0.39	435-437	0.87	-0.10	0.20
94-96	0.97	0.14	0.11	259-262	0.97	0.12	0.09	441-443	0.92	-0.11	0.34
100-102	0.94	0.09	0.14	268-271	0.94	0.18	0.21	450-453	0.87	-0.07	0.37
104-106	0.96	0.11	0.06	277-280	0.96	0.15	0.15	468-471	0.90	-0.02	0.33
110-112	0.88	-0.28	0.28	286-289	0.97	0.14	0.16	489-492	0.90	-0.20	0.34
114-117	0.23	-0.28	0.88	292-295	0.96	0.14	0.13	510-513	0.82	-0.06	0.38
119-121	-0.09	-0.37	0.87	298-300	0.94	0.11	0.20	528-531	0.84	-0.13	0.45
125-127	0.49	-0.05	0.79	302-304	0.97	0.14	0.15	549-552	0.73	-0.18	0.57
129-131	0.80	0.14	0.48	308-311	0.95	0.08	0.10	570-573	0.80	-0.08	0.43
135-137	0.72	0.12	0.58	314-317	0.97	0.15	0.10	588-591	0.88	-0.06	0.38
139-141	0.63	-0.14	0.71	320-322	0.97	0.11	0.05	606-609	0.90	0.00	0.37
145-146.5	0.66	-0.07	0.63	327-330	0.92	0.18	0.26	627-630	0.83	-0.13	0.45
150-152	0.51	-0.25	0.79	333-336	0.94	0.15	0.24	633-636	0.92	-0.06	0.31
154-156	0.36	-0.28	0.84	339-342	0.96	0.15	0.15				
158-160	0.57	-0.33	0.72	345-348	0.96	0.17	0.17				

Tab. 13.19.1 - Analisi fattoriale sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione <2mm. In sfondo grigio sono evidenziati i pesi del fattore prevalente.

livello (cm)	F1	F2	F3	F4	livello (cm)	F1	F2	F3	F4
0-2	-0.46	-0.73	0.28	0.32	239-241	0.84	0.39	-0.16	0.04
4-6	-0.51	-0.76	-0.13	-0.03	243-245	0.59	0.74	-0.07	0.15
8-10	-0.82	-0.39	0.38	0.00	249-251	0.64	0.62	0.32	0.11
12-14	-0.57	-0.66	0.41	-0.12	253-256	0.62	0.71	-0.10	0.12
16-18	-0.88	-0.36	0.21	0.02	259-262	0.93	0.32	0.03	0.08
20-22	-0.69	-0.48	0.37	0.14	268-271	0.77	0.58	0.03	0.06
24-26	-0.50	-0.29	0.67	-0.17	277-280	0.88	0.44	0.05	0.02
30-32	-0.71	0.12	0.25	0.57	286-289	0.88	0.41	-0.02	0.13
34-36	0.67	0.54	0.24	-0.18	292-295	0.86	0.42	0.01	0.13
40-42	0.76	0.56	0.09	0.02	298-300	0.95	0.25	-0.10	-0.03
44-46	0.77	0.33	0.45	0.21	302-304	0.88	0.44	0.01	0.12
48-50	0.74	0.25	-0.14	0.46	308-311	0.96	0.18	0.09	0.11
54-56	0.84	0.30	0.33	0.07	314-317	0.84	0.48	-0.07	0.15
60-62	0.75	0.34	0.29	0.01	320-322	0.95	0.29	0.02	0.06
64-66	0.04	0.17	0.77	0.07	327-330	0.72	0.62	0.07	0.11
70-72	0.85	0.35	0.20	0.24	333-336	0.84	0.47	-0.10	0.08
74-76	0.89	0.40	0.00	0.11	339-342	0.87	0.46	0.03	0.03
80-82	0.91	0.30	-0.14	0.10	345-348	0.80	0.57	-0.03	0.16
84-86	0.75	0.62	-0.05	0.06	351-354	0.38	0.80	-0.15	0.37
90-92	0.92	0.29	-0.06	0.17	360-362	0.87	0.40	0.09	0.20
94-96	0.88	0.42	0.03	0.18	364-366	0.82	0.32	0.25	0.17
100-102	0.96	0.17	0.03	0.03	370-372	0.73	0.57	0.25	-0.12
104-106	0.93	0.30	0.01	0.15	374-376	0.79	0.52	0.09	-0.05
110-112	0.90	0.12	-0.11	0.29	383-385	0.73	0.64	-0.03	0.14
114-117	-0.45	-0.59	0.24	-0.28	387-389	0.83	0.42	-0.01	0.08
119-121	-0.51	-0.80	0.17	-0.14	391-393	0.82	-0.30	-0.28	-0.15
125-127	-0.07	-0.06	0.79	-0.01	400-402	-0.45	-0.87	-0.13	-0.10
129-131	0.80	0.33	0.39	0.12	404-406	-0.47	-0.86	-0.11	-0.11
135-137	0.90	0.07	-0.16	0.00	410-412	-0.44	-0.87	-0.08	-0.12
139-141	0.42	-0.58	-0.07	0.54	414-415	-0.43	-0.87	0.16	-0.12
145-146.5	0.47	-0.06	0.66	-0.10	418.5-419.5	-0.34	-0.93	-0.08	-0.06
150-152	0.04	-0.59	0.57	-0.42	421-423	-0.44	-0.88	-0.10	0.02
154-156	-0.18	-0.76	0.48	0.03	425-427a	0.75	0.05	0.09	0.53
158-160	0.42	-0.67	0.38	0.02	425-427b	0.18	-0.23	-0.14	0.71
164-166	-0.01	-0.30	0.62	0.07	429-431a	0.55	0.39	0.17	0.67
168-170	-0.26	-0.90	0.29	-0.07	429-431b	0.63	0.29	0.03	0.64
176-178	-0.26	-0.93	-0.06	-0.10	431-433	0.80	0.23	-0.19	0.49
180-183a	0.92	0.05	-0.12	0.19	435-437	0.56	0.43	0.14	0.65
180-183b	-0.25	-0.94	-0.17	-0.06	441-443	0.85	0.31	0.08	0.38
186-189a	0.22	-0.90	0.22	0.16	450-453	0.82	0.23	0.09	0.34
186-189b	-0.23	-0.96	0.04	0.02	468-471	0.68	0.49	0.23	0.37
190.5-192	0.88	0.35	0.08	0.18	489-492	0.86	0.33	0.04	0.29
198-200	0.94	0.29	-0.08	0.07	510-513	0.61	0.23	-0.41	0.39
204-206	0.93	0.27	-0.11	0.17	528-531	0.85	0.12	0.08	0.18
210-212	0.94	0.26	0.03	0.20	549-552	0.75	-0.38	-0.38	0.21
214-216	0.92	0.28	0.03	0.23	570-573	0.76	-0.07	-0.44	0.33
220-221	0.92	0.33	-0.01	0.11	588-591	0.75	0.39	0.24	0.24
223-225	0.90	0.36	-0.05	0.20	606-609	0.80	0.47	0.11	0.19
229-231	0.86	0.28	-0.07	0.15	627-630	0.83	-0.06	-0.23	0.42
233-235	0.82	0.49	-0.03	0.22	633-636	0.81	0.47	-0.13	0.26

Tab. 13.19.2 - Analisi fattoriale sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione <math> < 63\mu\text{m}</math>. In sfondo grigio sono evidenziati i pesi del fattore prevalente.

Il fattore I esprime il 59.56% della varianza totale, il fattore II spiega il 12.47% mentre il fattore III ne spiega il 20.11%.

In tabella 13.19.1 è riportata l'analisi fattoriale sulle percentuali granulometriche della carota e in particolare sono riportati i pesi dei tre fattori con evidenziati, in tre tonalità differenti, i pesi dei fattori prevalenti.

Il fattore I costituisce il componente di maggior peso nella maggioranza dei campioni (71 livelli), il fattore II in 12 livelli mentre il fattore III in 17 livelli.

In figura 13.19.1 sono riportati gli spettri dimensionali delle curve medie di frequenza dei tre gruppi di campioni che denotano una marcata differenza granulometrica nei tre fattori. Il fattore I è costituito da un sedimento con percentuali medie di sabbia, silt e argilla pari a  $7.3 \pm 0.108\%$ ,  $35.9 \pm 0.08\%$  e  $55.57 \pm 0.126\%$  rispettivamente e rappresenta il fattore predominante nella carota, caratterizzato quindi da un sedimento decisamente argilloso; il fattore II è caratterizzato da tenori in sabbia, silt e argilla rispettivamente di  $47.1 \pm 0.124\%$ ,  $32.9 \pm 0.05\%$  e  $20 \pm 0.09\%$ , quindi in questo secondo fattore è preponderante la frazione più grossolana del sedimento ed è comunque il fattore meno significativo. Il terzo fattore presenta percentuali di sabbia, silt e argilla pari a  $12 \pm 0.101\%$ ,  $49.3 \pm 0.239\%$  e  $34.7 \pm 0.100\%$  rispettivamente, ad indicare che in questo terzo fattore si ha nuovamente lo spostamento verso le granulometrie più fini, in questo caso quelle siltose, e in particolare la moda cade tra i  $5$  e  $5.5\phi$ , campo del silt medio. Quindi come già evidenziato dal semplice andamento del *log* granulometrico i tre fattori evidenziano ulteriormente la grossa variabilità dei sedimenti che costituiscono la carota ANTA 5bis. In particolare il sedimento è caratterizzato prevalentemente da granulometrie fini, argillose, lungo tutta la carota, che divengono più siltose nella parte sommitale, con due aumenti di sabbia tra i 168-189 cm e tra i 400-429 cm, andamento descritto pure nella figura 13.19.2 in cui si evidenziano bene gli aumenti delle granulometrie più grossolane (Fig. 13.19.2).

Vista l'elevato contenuto della frazione fine nella carota, si è voluto eseguire un'analisi fattoriale della sola pelite.

In questo caso (Tab. 13.19.2) sono stati estratti quattro fattori con "*eigenvalue*"  $>1$ , che esplicano il 90.59% della varianza totale tra i campioni.

Il fattore I esprime il 52.85% della varianza totale, il fattore II spiega il 25.52%, il fattore III il 6.23% e il fattore IV il 5.99%.

Il fattore I costituisce il componente di maggior peso nella maggioranza dei campioni (68 livelli), il fattore II in 23 livelli, il fattore III in 5 livelli e il fattore IV in 4 livelli.

In figura 13.19.3 sono riportati gli spettri dimensionali delle curve medie di frequenza dei quattro gruppi di campioni che denotano una notevole differenza granulometrica tra i quattro fattori. Infatti il F I presenta una moda spostata



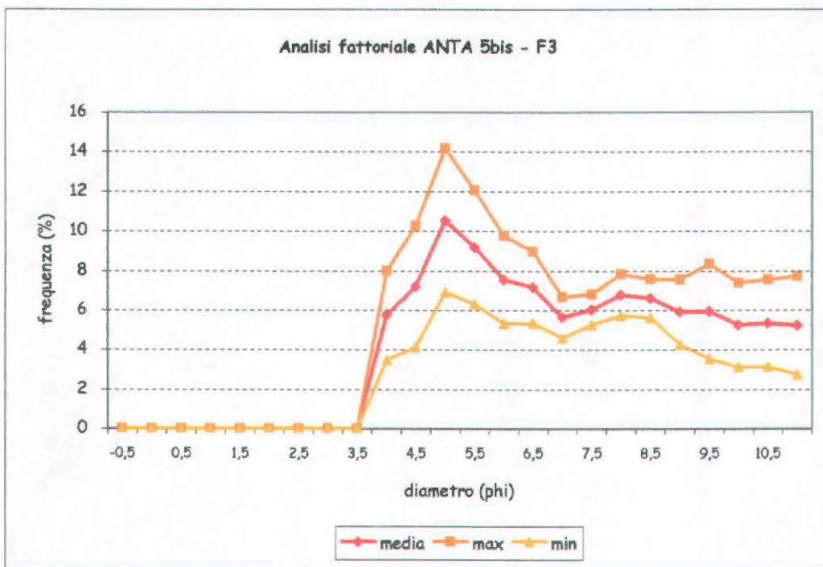
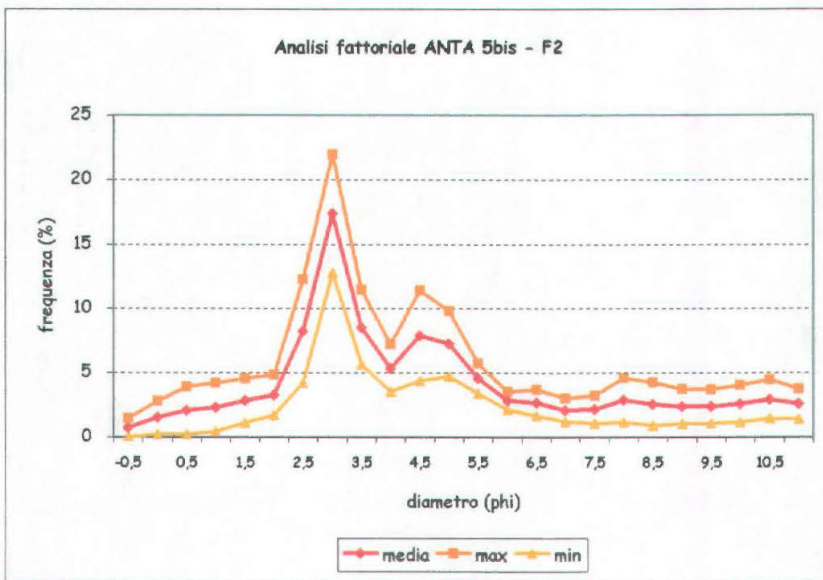
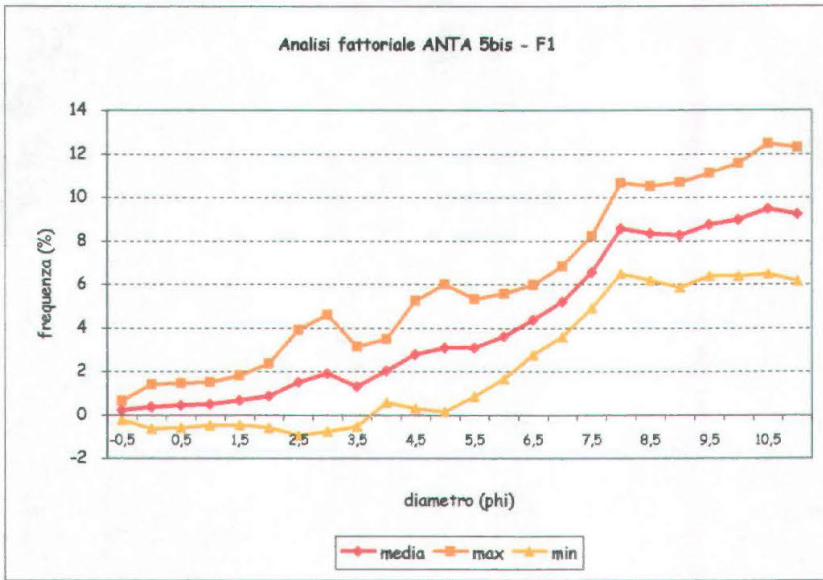


Fig. 13.19.1 - Curve medie di frequenza granulometrica dei fattori I, II e III relative alla frazione <2mm.

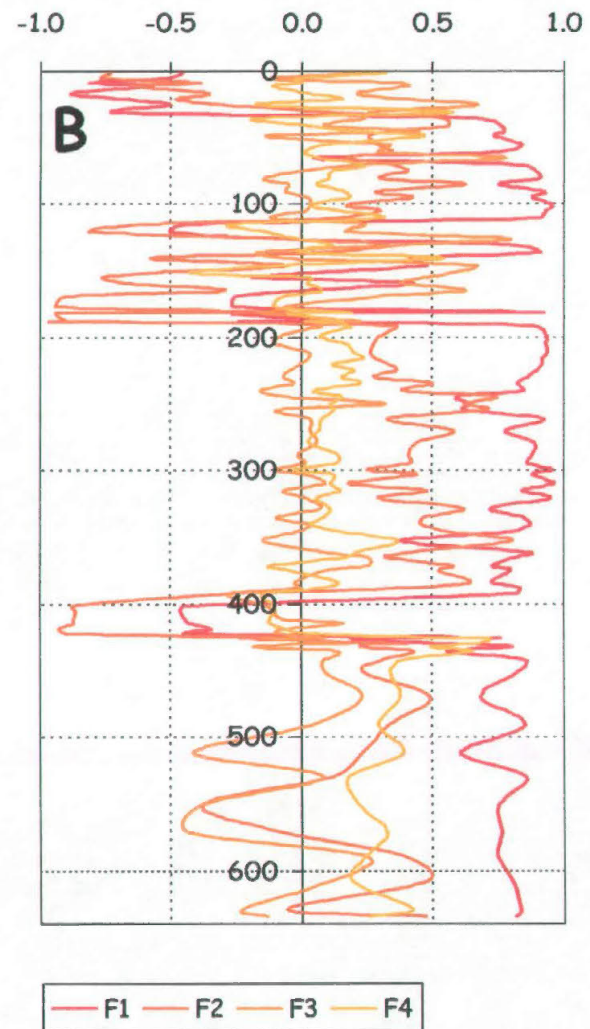
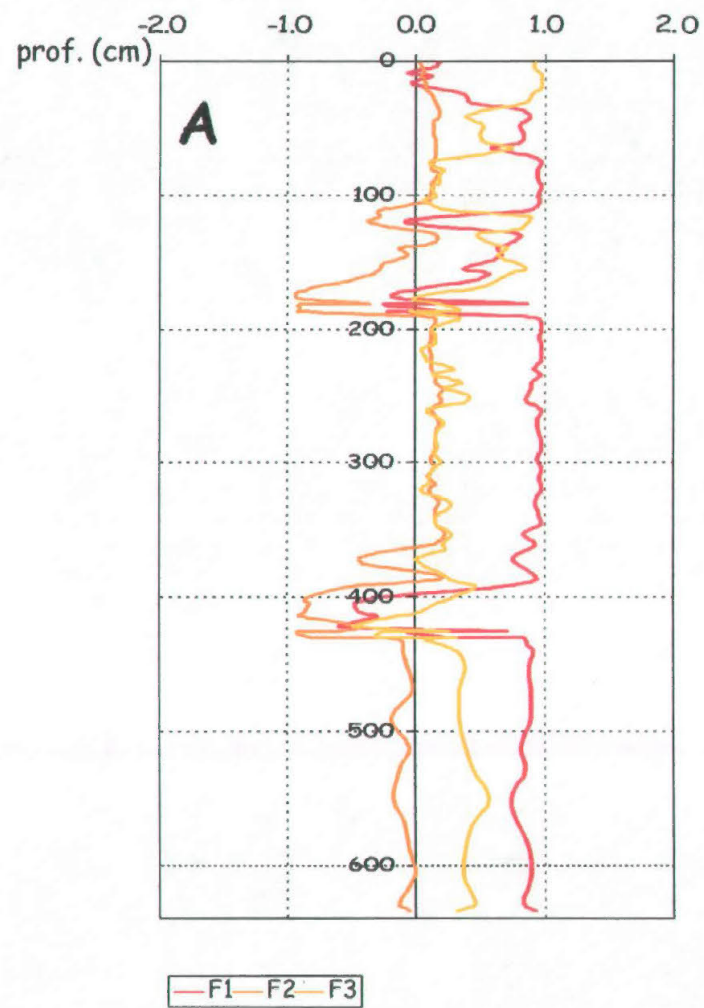


Fig. 13.19.2 - Analisi fattoriale eseguita sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione <2mm (A) e sulla distribuzione di frequenza granulometrica relativa alla frazione <63µm (B).

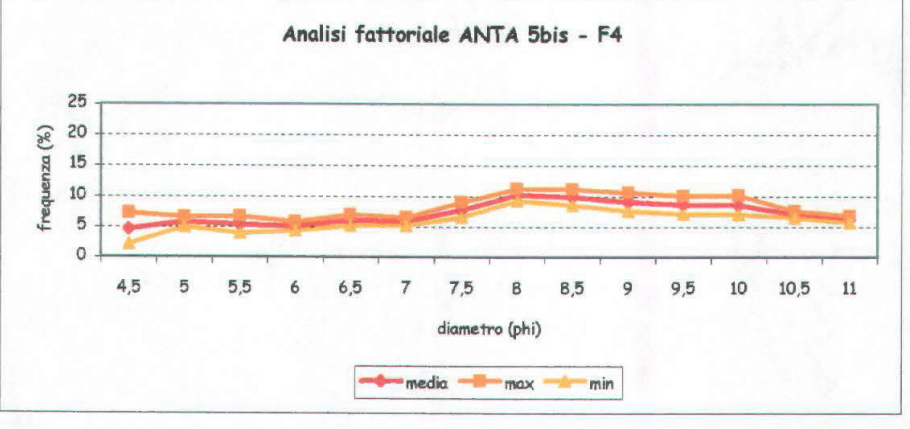
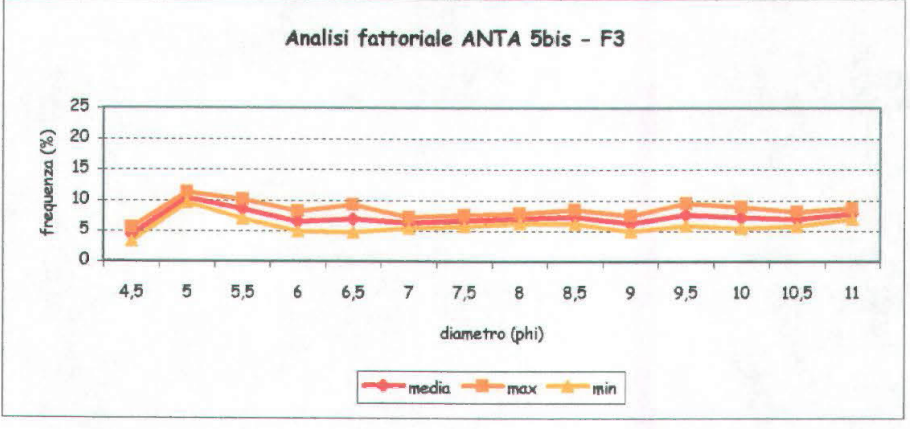
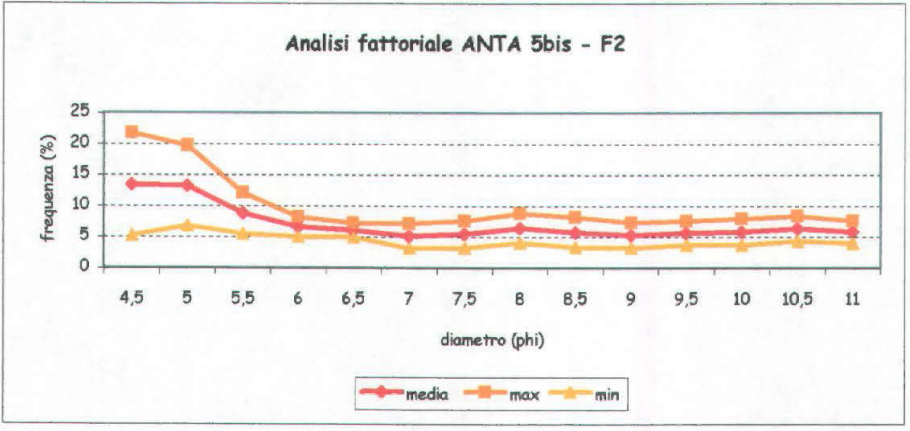
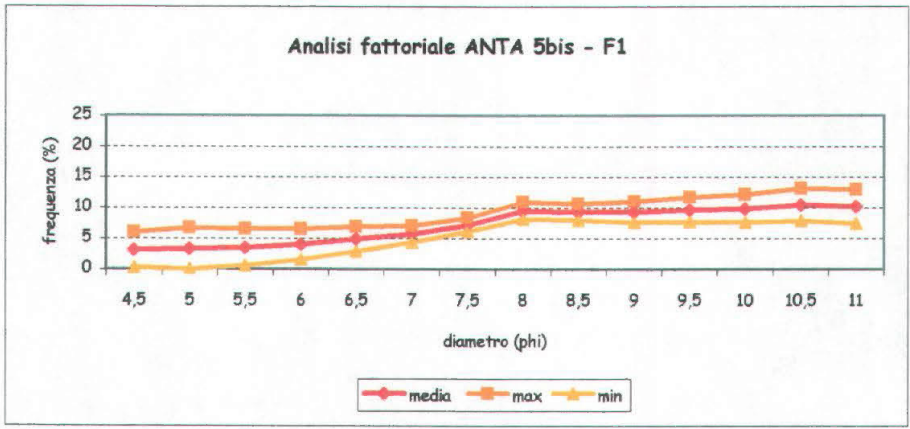


Fig. 13.19.3 - Curve medie di frequenza granulometrica dei fattori I, II, III e IV per la classe < 63µm.

verso le classi più fini della pelite, in particolare la curva è spostata verso la componente argillosa. I fattori II e III presentano un andamento abbastanza simile essendo entrambi caratterizzati da curve granulometriche spostate verso le dimensioni maggiori in particolare il fattore II ha la moda sui  $4.5\phi$  mentre il fattore III sui  $5\phi$  entrambi ricadenti nel campo del silt grosso.

Il quarto fattore ricorda il fattore I con uno spostamento delle granulometrie verso le dimensioni più fini anche se in questo caso la moda è presente attorno agli  $8\phi$ , campo dei del silt fine. Quindi pur presentando un andamento (Fig. 13.19.2) decisamente più caotico rispetto quello evidenziato per la granulometria tal quale, in realtà questo è abbastanza simile. Si ha la prevalenza lungo quasi tutta la carota della componente argillosa con un incremento della frazione siltosa solo in alcuni livelli concentrati prevalentemente in corrispondenza degli intervalli sabbiosi riscontrati precedentemente.

### 13.20 - DISCUSSIONE GENERALE - CAROTA ANTA96 5BIS

L'insieme dei dati granulometrici, geomeccanici, mineralogici, geochimici (carbonio ed azoto), micropaleontologici con l'ausilio delle datazioni e dell'analisi statistica multivariata, hanno permesso di ipotizzare una possibile evoluzione paleo-ambientale nel bacino "Glomar Challenger" nel tardo quaternario

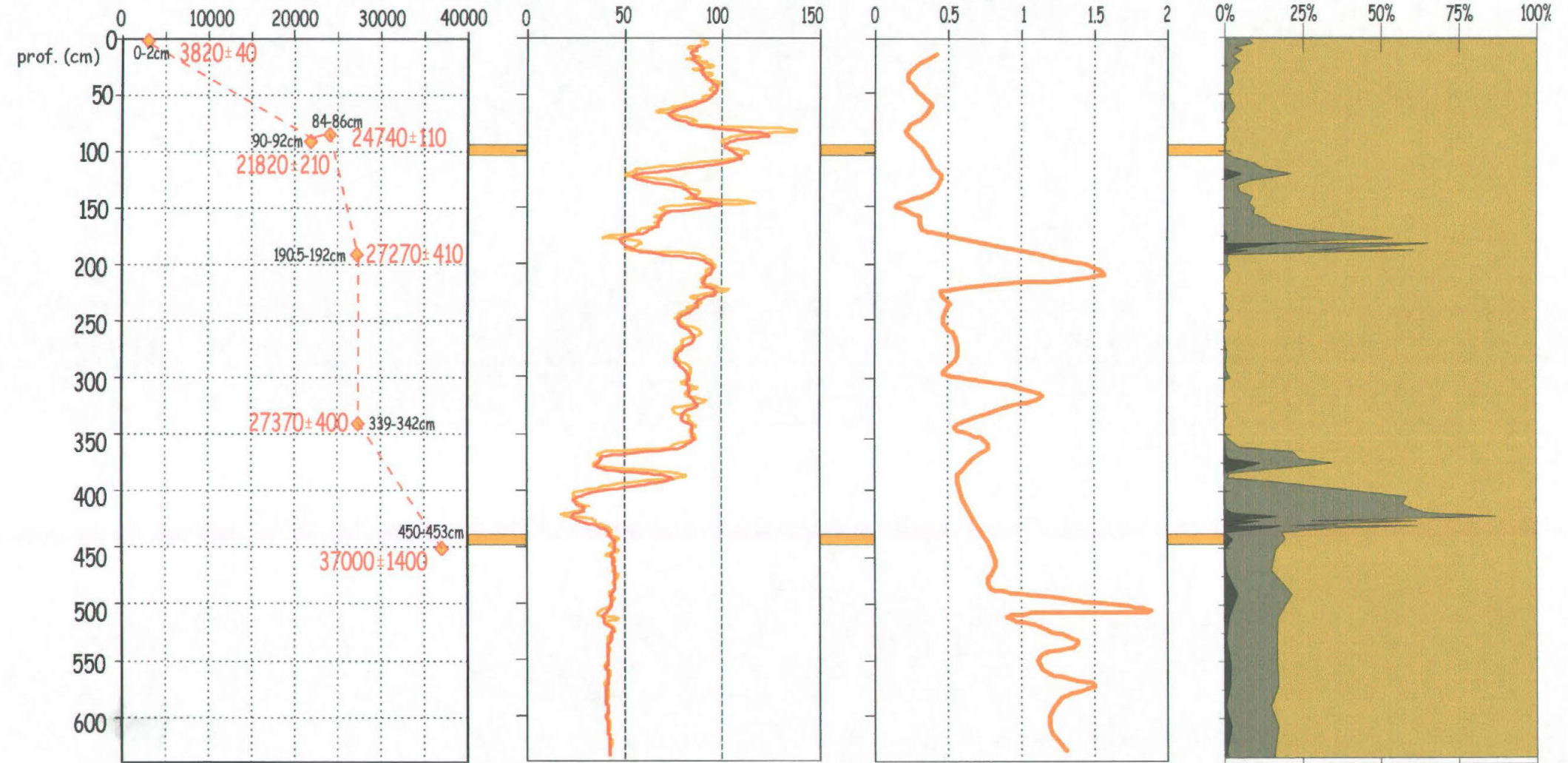
In particolare nella carota possiamo distinguere tre principali fasi climatiche (Fig. 13.20.1) descritte di seguito schematicamente:

1) La parte basale della carota (430-640 cm), caratterizzata dalla uniformità di quasi tutti i parametri analizzati, ha un età  $> 35000$  anni B.P.. Si osservano percentuali pressoché identiche di silt e argilla ( $42.3\pm 0.02\%$  e  $41.3\pm 0.01\%$  rispettivamente) e tenori di sabbia abbastanza costanti ( $15.8\pm 0.01\%$ ). E' presente, anche se con percentuali molto basse, la frazione ghiaiosa ( $3.65\pm 5.64\%$ ). I valori di suscettività magnetica e del contenuto in acqua sono uniformi e bassi, in particolare in contenuto in acqua si attesta su un valore medio di  $42\pm 2.11\%$ . Da queste prime informazioni possiamo dire che si tratta di un sedimento tipo "diamicton".

Anche le percentuali ottenute dall'analisi dei minerali argillosi presentano valori uniformi, con la netta prevalenza dell'illite sulla smectite e sulla clorite. Il carbonio organico (tenore medio pari a  $0.438\pm 0.02\%$ ) e l'azoto (tenore medio pari a  $0.04\pm 0.01\%$ ) sono relativamente alti e costanti, se confrontati con i livelli soprastanti, confrontabili con quelli riscontrati da Domack *et al.* (1999) nei sedimenti diamictitici del Mare di Ross.

% H<sub>2</sub>O su peso secco

Pocket penetrometer  
(Kg/cm<sup>2</sup>)



ghiaia sabbia pelite

Fig. 13.20.1 - Parametri analizzati per la carota ANTA96 5bis

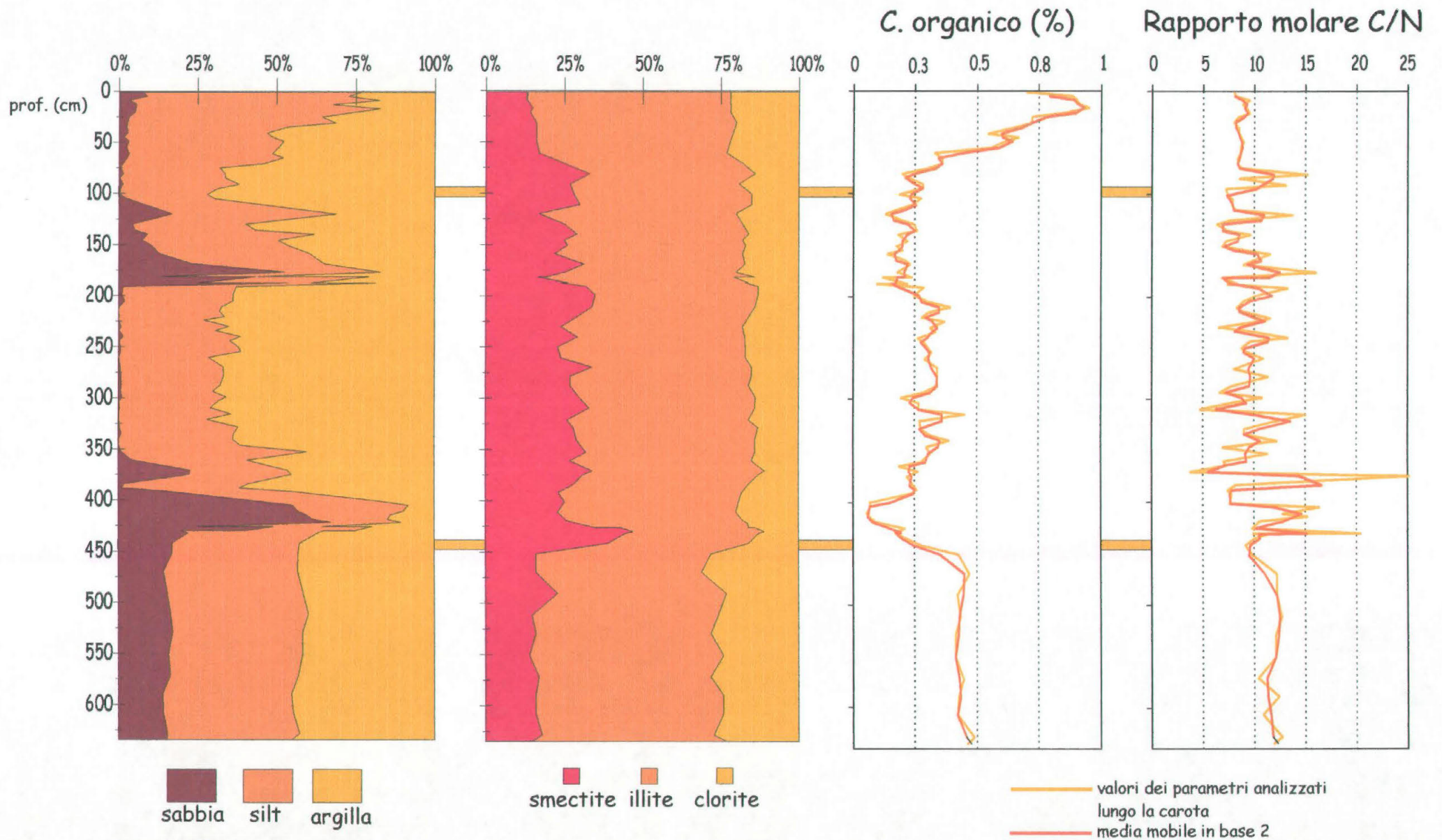


Fig. 13.20.1 - Continua.

A conferma di quanto osservato da altri autori (Fillon, 1974; Kellog, 1979; Milam & Anderson, 1980) nei livelli basali le faune a foraminiferi sono poco abbondanti e tra queste la componente calcarea risulta dominante su quella agglutinante. Poche specie sono quantitativamente dominanti come *Globocassidulina bitor*, *G. crassa*, *G. subglobosa*, *Ehrenbergina glabra* e *Trifarina angulosa*.

I valori di resistenza al taglio (Fig. 13.20.1) sono sempre  $< 2 \text{ Kg/cm}^2$ . Questo parametro risulta particolarmente importante nell'interpretazione dell'intervallo basale, in quanto, in prima approssimazione, indica che i sedimenti della carota non hanno subito un sovraconsolidamento dovuto ai ghiacci. Infatti di regola i diamicton della piattaforma continentale del Mare di Ross, mostrano valori di resistenza al taglio  $> 2.5 \text{ Kg/cm}^2$ , dovuti al sovraconsolidamento conseguente al peso del ghiaccio (Anderson *et al.*, 1980): ciò permette di interpretare questi sedimenti come "basal till" (Anderson & Molnia, 1989).

Da un punto di vista paleoambientale è possibile ipotizzare che i livelli basali della carota ANTA 5bis indicano una condizione di "Ice Shelf", quindi la presenza di una copertura di ghiaccio galleggiante e non ancorato al fondale. Tale dato è supportato come detto sopra dai parametri tessiturali, in cui si individuano percentuali simili e costanti di argilla e silt e inferiori per la sabbia; dai bassi tenori della resistenza al taglio, dai tenori di carbonio organico, relativamente alti e costanti, confrontabili con quelli rinvenuti da Domack *et al.*, (1999) nei sedimenti diamictitici nel Mare di Ross e dal buono stato di conservazione delle specie a foraminiferi sia bentoniche che planctoniche. La presenza di faune quali *Globocassidulina bitor*, *G. crassa*, *G. subglobosa*, *Trifarina angulosa* etc. fa pensare quindi ad ambiente con caratteristiche oceanografiche (CCD, correnti) differenti dall'epoca attuale. L'area in questione presentava una CCD situata a profondità inferiori a causa di un diverso tipo di circolazione delle masse d'acqua (Jacobs *et al.*, 1970).

In sintesi tutte le caratteristiche sopra menzionate, unitamente ad una prima analisi sulla forma dei granuli di quarzo (Protopsalti, comunicazione personale), permettono di interpretare il sedimento basale della carota ANTA 5bis come "diamicton glaciomarino" (Licht *et al.*, 1996; 1999).

2) Il livello centrale (430-70 cm), è compreso in un intervallo cronologico dai 35000 ai 20000/17000 anni. Si registrano delle forti variazioni dei parametri analizzati che potrebbero essere spiegate con oscillazioni della "Ice Shelf" nell'area di studio dovute ad instabilità ambientali, che hanno portato al ritiro dei ghiacci dalla piattaforma circa 17000 anni fa. Al diamicton basale segue un livello di circa 100 cm con un'età compresa tra i 35000 e i 27370 anni, caratterizzato da un netto incremento della componente più grossolana del sedimento, in

particolare della sabbia (tenore medio =  $34.69 \pm 23.9\%$ ) e del silt grossolano ( $33.7 \pm 0.06\%$ ). Questo intervallo è caratterizzato da un livello a gradazione inversa tipo "debris flow" dovuto a scivolamenti gravitativi (Wang & Hesse, 1996). Si osservano bassi contenuti in acqua e bassi valori di carbonio organico con un valore medio pari a  $0.16 \pm 0.47\%$ , mentre il rapporto molare C/N è alto ( $> 10$ ); ciò, secondo Andersen *et al.*, 1996 indicherebbe una fase glaciale. In questo intervallo si registra un'assenza pressoché totale dei foraminiferi, concentrati esclusivamente nel livello 330-380 cm e caratterizzati sempre dalle sole faune calcaree sia bentoniche che planctoniche. Si osserva, inoltre, un incremento della smectite, presente, per altro, in quantità piuttosto rilevanti lungo tutta la carota, con valori superiori a quelli comunemente descritti nei sedimenti antartici recenti (Ehrmann *et al.*, 1992; Petschich *et al.*, 1996). Questo aumento è legato probabilmente ad una differente provenienza dei sedimenti.

Segue un livello (350-200 cm) di circa 150cm con età compresa tra i 27370 e i 27270 anni, caratterizzato da un aumento della frazione pelitica, rappresentata prevalentemente dalla componente argillosa ( $> 60\%$ ). Le percentuali di sabbia ( $0.50 \pm 0.47\%$ ) sono estremamente basse mentre la ghiaia è totalmente assente. In genere si osserva una certa uniformità di tutti i parametri analizzati. Inoltre questo intervallo presenta percentuali estremamente ridotte della frazione organogena, costituita solamente dalla componente silicea.

Tutte queste caratteristiche, assieme alle due datazioni che delimitano questo intervallo fanno supporre di essere in presenza ad un deposito gravitativo che segue la deposizione dei materiali grossolani dell'unità precedente.

Nell'intervallo sovrastante (100-200 cm) si osserva un nuovo incremento della frazione più grossolana del sedimento (sabbia= $18.10 \pm 18.09\%$  e ghiaia= $2.03 \pm 4.79\%$ ) e un decremento degli altri parametri analizzati. Nuovamente la componente dominante nella frazione organica, per altro molto scarsa, è quella silicea, mentre la componente a foraminiferi è assente. Anche questo livello, di età radiometrica compresa tra i 27270 e 21820/24740 anni, potrebbe indicare un movimento della calotta galleggiante con scivolamento gravitativo dei materiali depositi negli alti morfologici all'interno del bacino. Il mescolamento di materiale che ne deriva spiegherebbe anche l'inversione di età che si ha tra 90 e 85 cm.

Per quanto concerne l'interpretazione dei risultati per questo intervallo centrale, ma soprattutto per il livello compreso tra i 200-350 cm è necessaria un'osservazione più attenta dei dati ottenuti che potrà avere maggior senso quando saranno disponibili ulteriori datazioni radiometriche, che permetteranno di fornire un'interpretazione più chiara delle vicende deposizionali in quest'intervallo.



Per adesso infatti gli unici riferimenti cronologici disponibili risultano essere due età radiometriche ottenute sulla sostanza organica presente nel sedimento: 1) 190.5-192 cm - 27270±410 anni B.P.; 2) 339-342 27370±400 anni B.P..

A questo punto si possono formulare due ipotesi:

a) Presenza di una scarpata morfologica con un gradiente di circa 150 metri in 10 Km sul lato occidentale del "Glomar Challenger basin", ad una distanza di circa 35 Km dalla carota ANTA5bis. Questa morfologia è stata interpretata come delta sub-glaciale (Fig. 13.20.2) da Anderson & Bartek (1992) mentre Domack *et al.* (in preparazione) ipotizzano la presenza di una morena laterale.

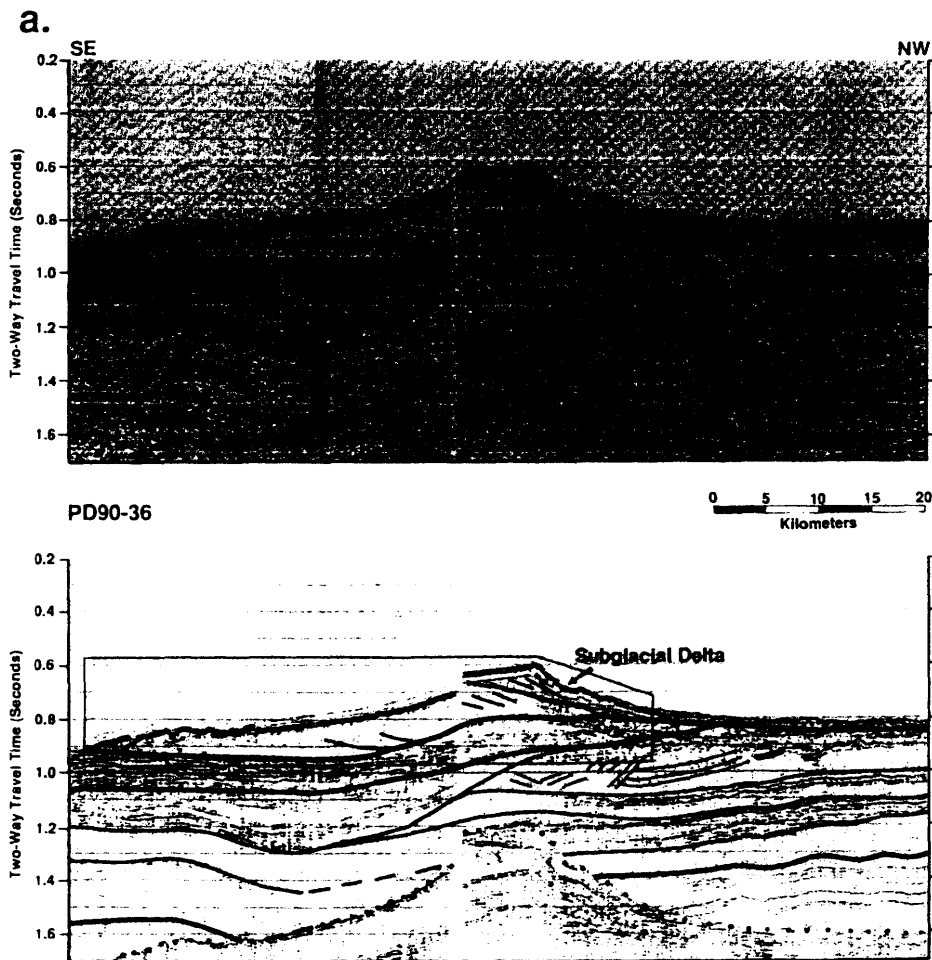


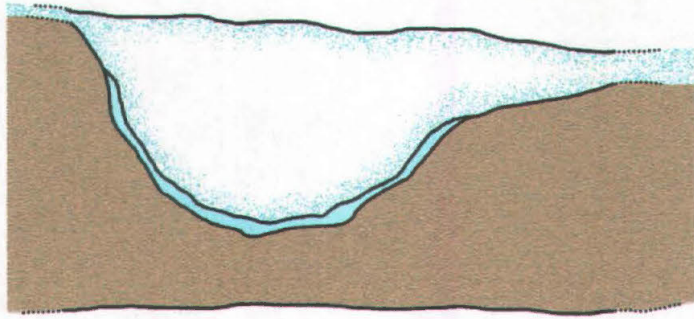
Figura 13.20.2 - Profilo sismico PD 90-36 che evidenzia la presenza nel Glomar Challenger Basin di un delta subglaciale (da Anderson *et al.*, 1992)

Indipendentemente dall'interpretazione sulla genesi di questa morfologia resta comunque il fatto che la presenza di questa scarpata può aver dato luogo alla mobilitazione di sedimenti ivi deposti, giustificando nel *Glomar Challenger* la presenza di un spessore così ampio di sedimenti di flusso gravitativo nella parte più depressa del bacino come già riscontrato da Anderson *et al.* (1984) in altre zone del Mare di Ross.

Pertanto al movimento della callotta galleggiante segue lo smottamento dei materiali posizionati sugli alti morfologici, che circondano il bacino, e sulla scarpata, con il loro scivolamento all'interno del bacino. Il materiale fine tra i 200-350 cm che segue l'intervallo grossolano e che ha un età compresa tra i 27270 e 27370 dovrebbe essere pertanto legato ad uno scivolamento gravitativo che si è verificato in un intervallo temporale molto ristretto (Fig. 13.20.3).

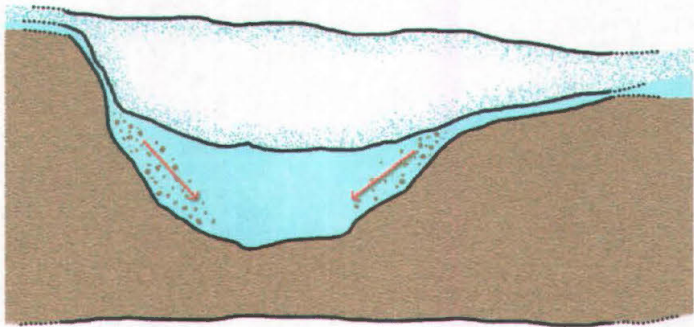
b) La seconda ipotesi invece considera l'eventuale errore di una delle due datazioni. In questo caso il tipo di sequenza granulometrica che caratterizza l'intera carota potrebbe essere confrontabile con quella proposta da Domack *et al.* (1999), come sequenza tessiturale tipica di una evoluzione paleoambientale in presenza di un *Ice shelf* e in condizioni di mare aperto sempre in uno studio condotto su carote di sedimento nel Mare di Ross (Fig. 13.20.4).

Gli autori evidenziano, infatti, come al diamicton basale segue un sedimento grossolano immerso in una matrice fine legato allo scollamento della *Ice shelf* dal fondale in prossimità della *grounding line*. Questa litofacies potrebbe corrispondere all'intervallo grossolano che segue il diamicton glacio-marino della carota ANTA 5bis, con un'età successiva ai 35000 anni B.P.. Gli autori ipotizzano che il materiale di questa unità proviene dal detrito basale in prossimità della *grounding line*. Segue un cambiamento tessiturale, che si verifica quando la *grounding line* retrocede, con un aumento dello spessore della colonna d'acqua al di sotto della base della *Ice shelf*. In questo caso si verifica un importante trasporto laterale della frazione fine, materiale che viene progressivamente trasportato verso il mare, sotto una *Ice shelf* che diviene più sottile mentre la colonna d'acqua più spessa. Il deposito di questo materiale fine indica una collocazione della *Ice shelf* lontana da ogni fonte di detrito basale, vista l'assenza di detrito grossolano. Gli autori evidenziano in questo livello caratterizzato da materiale fine un primo intervallo costituito da un fango glacio-marino laminato e ben selezionato, risultante da una sedimentazione che avviene ancora in vicinanza di una *grounding line*. A questo livello segue un deposito sempre di materiale fine in un punto definito "nullo" poiché collocato in una posizione particolarmente distante dai siti deposizionali in termine di sorgenti, sia cioè dalla *grounding line* sia dal mare aperto. Questo livello fangoso potrebbe corrispondere all'intervallo compreso tra i 200-350 cm, caratterizzato



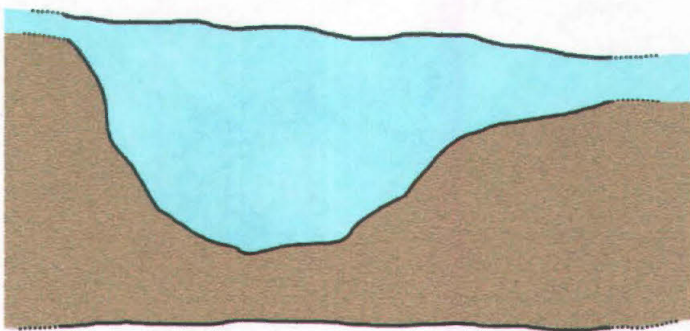
### Fase 1

Calotta non ancorata (Ice Shelf)  
 --> diamicton glacio-marino (Licht *et al.*, 1996).



### Fase 2

Oscillazioni della Ice Shelf, dovute ad instabilità ambientale,  
 con il suo ritiro circa 17000 anni fa  
 --> sedimento glacio-marino



### Fase 3

Ritiro definitivo dei ghiacci con l'instaurarsi di condizioni prettamente marine  
 --> sedimento marino (melme silicee "Ooze", Dumar *et al.*, 1985)

Fig. 13.20.3 - Prima ipotesi sulla evoluzione paleoambientale del Glomar Challenger Basin (Mare di Ross)

da un sedimento estremamente fine, senza evidenza alcuna di laminazioni. Quindi gli autori collocano un nuovo intervallo grossolano ricco di detrito legato al rilascio di materiale dalla *calving line* e dagli *iceberg*. Effettivamente anche nel caso della carota ANTA 5bis l'intervallo fine è seguito da un nuovo incremento della frazione grossolana sia sabbiosa che ghiaiosa, che potrebbe avere tale origine. Il livello sommitale viene definito dagli autori come fango siliceo e/o *ooze*, caratteristico di un deposito avvenuto in condizioni di mare aperto, sedimento che è stato rinvenuto anche nel caso della carota ANTA 5bis.

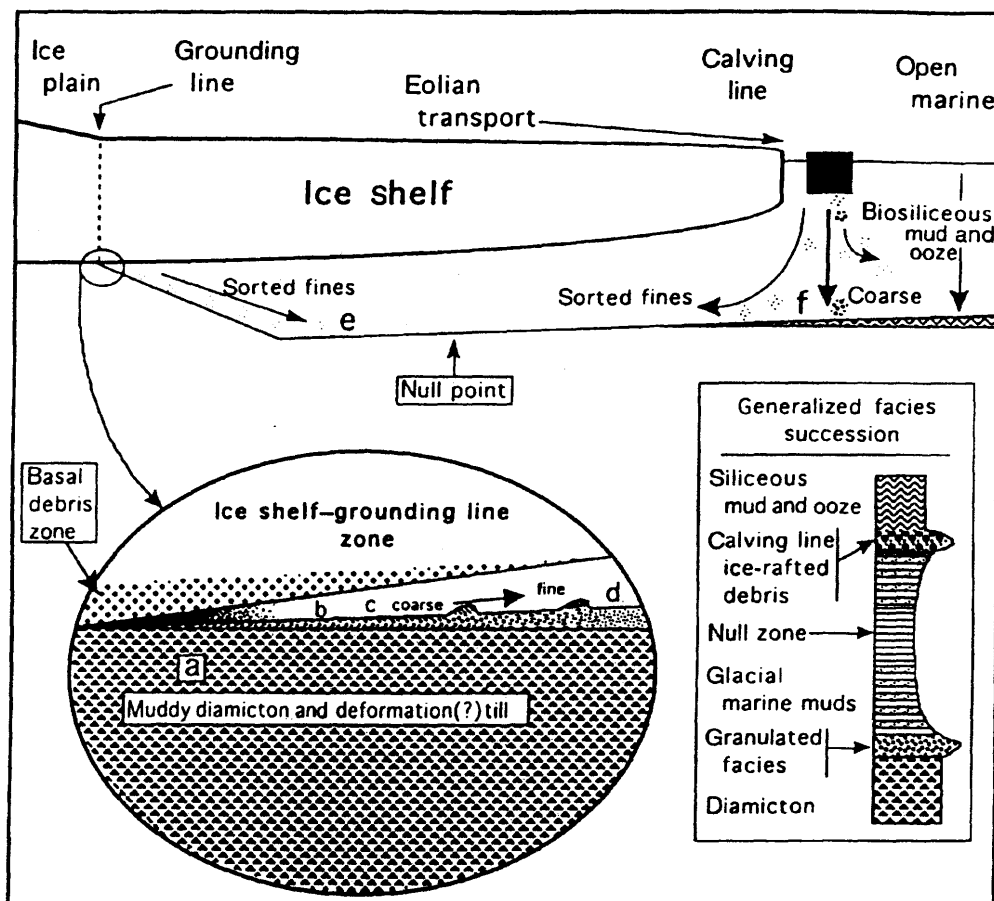


Fig. 13.20.4 - Diagramma degli ambienti deposizionali e dei processi che operano al di sotto della "ice shelh" e in condizioni di mare aperto nel Mare di Ross. (da Domack *et al.*, 1999).

3) Il livello più superficiale, da 70 cm circa alla superficie, è di età compresa tra i 17000 anni circa e i 3820 anni. Si nota un calo della componente sabbiosa ( $3.06 \pm 2.05\%$ ) e l'assenza di quella ghiaiosa con un sedimento che si arricchisce via via verso i livelli superficiali, nella frazione siltosa ( $> 60\%$ ). Si ha un aumento dei tenori di carbonio organico ( $0.669 \pm 0.202\%$ ), mentre il rapporto

molare C/N si abbassa, con valori sempre inferiori a 10, ad indicare la netta prevalenza della componente marina (Stein, 1991; Stein *et al.*, 1994).

Dai 70 cm verso la superficie si osserva il calo e la scomparsa di alcune specie calcaree insieme alla crescita quantitativa di *Miliammina* spp. e di *Trochammina* spp. che danno inizio alla sostituzione delle associazioni calcaree con quelle a foraminiferi agglutinanti. La presenza di queste specie può essere messa in relazione al ritiro rapido della calotta glaciale dalla piattaforma continentale del Mare di Ross e all'instaurarsi di condizioni ambientali (salinità, temperatura, ossigeno) più simili all'attuale.

Visto il drastico calo dei foraminiferi calcarei si presuppone anche un innalzamento della CCD, che si sposta a profondità inferiori, in accordo con i dati provenienti dallo studio di forme attuali (Kellogg *et al.*, 1979; Osterman & Kellogg, 1979). Il progressivo ritiro del ghiaccio, infatti, permette una maggiore penetrazione della luce negli strati superficiali dell'acqua, aumentando la produttività primaria con un elevato flusso di materia organica verso il fondo che provoca un incremento di CO<sub>2</sub>. Si ha pertanto l'innalzamento della profondità di compensazione della calcite (CCD) con la dissoluzione dei carbonati anche a profondità ridotte.

Inoltre, sono presenti percentuali estremamente elevate di silice biogenica (> 50%), composta prevalentemente da spicole di spugna e subordinatamente da diatomee e radiolari. Questo aumento, legato anche ad un incremento della frazione siltosa, è correlato a periodi più caldi, caratterizzati da una produttività biologica più elevata e da un'intensificazione delle correnti al fondo legate al ritiro della calotta glaciale (Pudsey, 1992). Tali sedimenti, con percentuali così elevate di silice biogenica, vengono definiti in letteratura come melme silicee "Ooze" (Dunbar *et al.*, 1985).

Dai dati sopra esposti, si evince che la porzione sommitale della carota ANTA 5bis rappresenta un sedimento depositatosi in un ambiente di mare aperto e, in base alle età radiometriche non corrette per tale carota, la liberazione da parte dei ghiacci in tale area potrebbe essere avvenuta dopo i 17000 anni B.P. (Fig. 13.20.3). Tale età indicherebbe l'inizio di una deposizione di sedimenti con caratteristiche granulometriche, geochemiche e micropaleontologiche prettamente marine. Tale dato concorderebbe con quello riscontrato da diversi autori, che sulla base delle età radiometriche e delle caratteristiche tessiturali dei sedimenti, collocano un arretramento dei ghiacci dopo il massimo Wisconsiniano, a partire dai 17000 anni B.P. (Stuiver *et al.*, 1981), con il raggiungimento della posizione attuale circa 6190 anni fa (Anderson *et al.*, 1992). In questo caso il ritiro dei ghiacci nel settore centrale del Mare di Ross sarebbe avvenuto in epoca antecedente rispetto al settore occidentale (Bacini Joides e Drygalski) dove la liberazione da parte dei ghiacci viene indicata in letteratura, sulla base delle età radiometriche e delle caratteristiche

tessiturali, geochimiche e micropaleontologiche, essere avvenuto attorno agli 11000 (Salvi, 1995; Giglio *et al.*, 1998; Finocchiaro *et al.*, 1998; Domack *et al.*, 1999), o attorno ai 13000 anni fa (Denton *et al.*, 1989). Licht *et al.* (1996) in uno studio sulle caratteristiche tessiturali e in base alle età radiometriche effettuato su diverse carote prelevate nel settore occidentale del Mare di Ross affermano che la piattaforma continentale più esterna non era coperta da ghiaccio ancorato durante l'ultimo massimo glaciale e che l'area prossima alla lingua glaciale del Drygalski venne liberata dai ghiacci circa 11500 anni fa concordando con quanto evidenziato dagli autori sopra citati.

L'analisi fattoriale, eseguita sulle varie classi granulometriche, evidenzia in maniera più esplicita quanto già osservato dal *log* tessitoriale della carota. In particolare si evidenzia come nel fattore I, che risulta essere quello predominante nella carota, si ha la prevalenza della frazione argillosa sulle altre due componenti (sabbia e silt); nel fattore II si ha invece la preponderante della componente più grossolana del sedimento ed è comunque il fattore meno significativo. Nel terzo fattore si ha nuovamente lo spostamento verso le granulometrie più fini, in questo caso quelle siltose, e in particolare la moda cade tra i 5 e 5.5 $\phi$ , campo del silt medio. Quindi come già evidenziato dal semplice andamento del *log* granulometrico, i tre fattori evidenziano ulteriormente la grossa variabilità dei sedimenti che costituiscono la carota ANTA 5bis. In particolare il sedimento è caratterizzato prevalentemente da granulometrie fini, argillose, lungo tutta la carota, che divengono più siltose nella parte sommitale, con due aumenti di sabbia tra i 168-189 cm e tra i 400-429 cm.

## 14 - CONCLUSIONI

La presente ricerca ha come fine principale quello di riconoscere eventi paleoclimatici tardo quaternari nei sedimenti marini di tre carote prelevate in differenti aree geografiche a diverse latitudini; in particolare la carota ADR97 1 è stata campionata nel Mare Adriatico centrale, la carota SESSO95 10 nello Stretto di Magellano settore Pacifico, mentre la carota ANTA96 5bis nel bacino Glomar Challenger del Mare di Ross.

Questo studio è stato realizzato mediante analisi granulometriche, di contenuto in acqua, suscettività magnetica, resistenza al taglio, mineralogiche, geochimiche-isotopiche e micropaleontologiche, analisi che hanno permesso la ricostruzione di cicli paleoclimatici tardo-quaternari in queste aree, unitamente al tentativo di individuare correlazioni e sfasamenti di questi eventi in termini spaziali e temporali.

Particolarmente idonee per tale studio sono risultate le carote ADR1 e SS10 che rappresentano in maniera adeguata l'Olocene, con età radiometrica non corretta, in entrambe le serie, di poco più di 10000 anni.

Per la terza carota, prelevata nel Mare di Ross, non è stato possibile effettuare un confronto con le altre due, in quanto presenta un'età radiometrica non corretta decisamente maggiore, con un intervallo olocenico ristretto a pochi centimetri (70 cm) superficiali. Lo studio di questa carota è risultato comunque di grande interesse poiché indaga un settore ancora poco studiato del Mare di Ross (bacino Glomar Challenger), permettendo così di confrontare i risultati ottenuti con altre carote prelevate in altri bacini della piattaforma di Ross: Drygalski e Joides.

In particolare, la carota ANTA 5bis ha permesso di individuare tre principali unità (Fig. 13.20.1) come di seguito descritto:

1) Parte basale: 430-640 cm - "diamicton"; età > 35000 anni B.P.; costanza di quasi tutti i parametri analizzati, con percentuali simili di silt ( $42.3 \pm 0.02\%$ ) e argilla ( $41.3 \pm 0.01\%$ ) e tenori in sabbia costanti ( $15.8 \pm 0.01\%$ ); la componente ghiaiosa è presente con percentuali basse ( $3.65 \pm 5.64\%$ ); i valori di suscettività magnetica e del contenuto in acqua ( $42 \pm 2.11\%$ ) sono omogenei e bassi; nella frazione argillosa, si ha la netta prevalenza di illite su smectite e clorite; il carbonio organico ( $0.438 \pm 0.02\%$ ) e l'azoto ( $0.04 \pm 0.01\%$ ) sono relativamente alti e costanti, se confrontati con i livelli soprastanti, confrontabili con quelli riscontrati da Domack *et al.* (1999) nei sedimenti diamictitici del Mare di Ross; i tenori di resistenza al taglio sono sempre < 2 Kg/cm<sup>2</sup>, ad indicare che i sedimenti

basali della carota non hanno subito un sovraconsolidamento dovuto al carico dei ghiacci (Anderson *et al.*, 1980).

Da un punto di vista paleoambientale è possibile ipotizzare che i livelli basali della carota ANTA 5bis indichino una condizione di "Ice Shelf", ovvero la presenza di una copertura di ghiaccio galleggiante e non ancorato al fondale. Questo dato è supportato, come detto sopra, dai parametri tessiturali, in cui si individuano percentuali simili e costanti di argilla e silt e più bassi per la sabbia; dai bassi tenori della resistenza al taglio, dai tenori di carbonio organico, relativamente alti e costanti, e dal buono stato di conservazione delle specie a foraminiferi sia bentoniche che planctoniche. La presenza di faune quali *Globocassidulina bitor*, *G. crassa*, *G. subglobosa*, *Trifarina angulosa* etc. fa pensare quindi ad ambiente con caratteristiche oceanografiche (CCD, correnti) differenti dall'attuale. L'area in questione presentava una CCD situata a profondità inferiori a causa di un diverso tipo di circolazione delle masse d'acqua (Jacobs *et al.*, 1970).

In conclusione, tutte le caratteristiche sopra menzionate, unitamente ad una prima analisi della forma dei granuli di quarzo (Protopsalti, comunicazione personale), permettono di interpretare il sedimento basale della carota ANTA 5bis come "diamicton glaciomarino" (Licht *et al.*, 1996; 1999).

2) Intervallo centrale: 430-70 cm; Sedimento glacio-marino; intervallo cronologico 35000-20000/17000 anni. Si registrano forti variazioni dei parametri analizzati dovute probabilmente alle oscillazioni della "Ice Shelf" nell'area di studio causate da instabilità ambientali, che hanno portato al definitivo ritiro dei ghiacci dalla piattaforma circa 17000 anni fa. Al diamicton basale segue:

- livello 430-330 cm (età compresa tra i 35000 e i 27370 anni): incremento della componente grossolana (sabbia e silt grossolano); presenza di un livello a gradazione inversa, "debris flow" dovuto a scivolamenti gravitativi (Wang & Hesse, 1996); assenza pressoché totale di foraminiferi; bassi contenuti in acqua; bassi tenori di carbonio organico ed alto rapporto molare C/N, che come indicato da Andersen *et al.* (1996) potrebbe indicare *stage* glaciali.
- livello 350-200 cm (età compresa tra i 27370 e i 27270 anni): incremento della componente argillosa (> 60%); basse percentuali di sabbia e assenza di ghiaia; costanza degli altri parametri analizzati; percentuali ridotte della frazione organogena, costituita solamente dalla componente silicea. Tutte queste caratteristiche assieme alle datazioni fanno supporre di essere in presenza di un deposito gravitativo che segue la deposizione dei materiali grossolani dell'unità precedente.



- livello 100-200 cm (età compresa tra i 27270 e 21820/24740 anni): incremento di sabbia e ghiaia; decremento degli altri parametri analizzati; frazione organica molto scarsa, costituita esclusivamente dalla componente silicea. Anche questo livello potrebbe indicare un movimento della calotta con scivolamento gravitativo dei materiali deposti negli alti morfologici all'interno del bacino. Il mescolamento di materiale che ne deriva spiegherebbe anche l'inversione di età che si ha tra 90 e 85 cm.

Per quanto concerne l'interpretazione dei risultati per questo intervallo, ma soprattutto per il livello compreso tra i 200-350 cm è necessaria un'osservazione più attenta dei dati ottenuti che potrà avere maggior senso quando saranno disponibili ulteriori datazioni radiometriche, che permetteranno di fornire un'interpretazione più chiara delle vicende deposizionali di quest'intervallo.

Per adesso infatti gli unici riferimenti cronologici disponibili risultano essere due età radiometriche ottenute sulla sostanza organica presente nel sedimento: 1) 190.5-192 cm:  $27270 \pm 410$  anni B.P.; 2) 339-342cm:  $27370 \pm 400$  anni B.P..

A questo punto si possono formulare due ipotesi:

a) Presenza di una scarpata morfologica con un gradiente di circa 150 metri in 10 Km sul lato occidentale del "Glomar Challenger basin", ad una distanza di circa 35 Km dalla carota ANTA5bis. Questa morfologia è stata interpretata come delta sub-glaciale (Fig. 13.20.2) da Anderson & Bartek (1992) mentre Domack *et al.* (in preparazione) ipotizzano la presenza di una morena laterale.

Indipendentemente dall'interpretazione sulla genesi di questa morfologia resta comunque il fatto che la presenza di questa scarpata può aver dato luogo alla mobilizzazione di sedimenti ivi depostisi, giustificando nel Glomar Challenger la presenza di un spessore così rilevante di sedimenti dovuti a flusso gravitativo nella parte più depressa del bacino come già riscontrato da Anderson *et al.* (1984) in altre zone del Mare di Ross.

Pertanto, in conseguenza del movimento della calotta segue lo scivolamento dei materiali posizionati sugli alti morfologici che circondano il bacino, e sulla scarpata, con rideposizione all'interno del bacino stesso. Il materiale fine tra i 200-350 cm che segue l'intervallo grossolano e che ha un età compresa tra i 27270 e 27370 dovrebbe essere pertanto dovuto ad uno scivolamento gravitativo che si è verificato in un intervallo temporale molto ristretto (Fig. 13.20.3).

b) La seconda ipotesi invece considera l'eventuale errore di una delle due datazioni. In questo caso il tipo di sequenza granulometrica che caratterizza

l'intera carota potrebbe essere confrontabile con quella proposta da Domack *et al.* (1999), in uno studio condotto su carote di sedimento nel Mare di Ross, come sequenza tessiturale tipica di una evoluzione paleoambientale in presenza di un *Ice shelf* e in condizioni di mare aperto. (Fig. 13.20.4).

Gli autori evidenziano, infatti, come al diamicton basale segue un sedimento grossolano immerso in una matrice fine legato allo scollamento della *Ice shelf* dal fondale in prossimità della linea di ancoraggio "*grounding line*". Questa litofacies potrebbe corrispondere all'intervallo grossolano che segue il diamicton glacio-marino della carota ANTA 5bis, con un'età inferiore ai 35000 anni B.P.. Gli autori ipotizzano che il materiale di questa unità provenga dal detrito basale in prossimità della *grounding line*.

Segue un cambiamento tessiturale, che si verifica quando la *grounding line* retrocede, con un aumento dello spessore della colonna d'acqua al di sotto della base della *Ice shelf*. In questo caso si verifica un importante trasporto laterale della frazione fine, materiale che viene progressivamente trasportato verso il mare, sotto una *Ice shelf* che diviene più sottile, mentre lo spessore della colonna d'acqua aumenta. Il deposito di questo materiale fine indica una collocazione della *Ice shelf* lontana da ogni fonte di detrito basale, stante l'assenza di detrito grossolano. Gli autori evidenziano in questo livello caratterizzato da materiale fine un primo intervallo costituito da un fango glacio-marino laminato e ben selezionato, risultante da una sedimentazione che avviene ancora in prossimità di una *grounding line*. A questo livello segue un deposito sempre di materiale fine in un punto definito "nullo" poiché collocato in una posizione particolarmente distante dai siti deposizionali in termine di sorgenti, cioè, sia dalla *grounding line*, sia dal mare aperto. Questo livello di fanghi potrebbe corrispondere all'intervallo compreso tra i 200-350 cm, caratterizzato da un sedimento estremamente fine, senza evidenza alcuna di laminazioni. Quindi gli autori collocano un nuovo intervallo grossolano ricco di detrito legato al rilascio di materiale dalla *calving line* e dagli *iceberg*. Effettivamente anche nel caso della carota ANTA 5bis l'intervallo fine è seguito da un nuovo incremento della frazione grossolana sia sabbiosa che ghiaiosa, che potrebbe avere tale origine. Il livello sommitale viene definito dagli autori come fango siliceo e/o *ooze*, caratteristico di un deposito avvenuto in condizioni di mare aperto, sedimento che è stato rinvenuto anche nel caso della carota ANTA 5bis.

3) Intervallo sommitale 70-0 cm: Sedimento marino; età compresa tra 17000 anni circa e 3820 anni; calo della sabbia (da  $15.8 \pm 0.01\%$  a  $3.06 \pm 2.05\%$ ) e assenza di ghiaia; aumento verso i livelli superficiali della frazione siltosa (> 60%); aumento dei tenori di carbonio organico ( $0.669 \pm 0.202\%$ ), con un rapporto molare C/N che diminuisce attestandosi attorno a valori inferiori a 10, ad

indicare la netta prevalenza della componente marina (Stein, 1991; Stein *et al.*, 1994).

Con riferimento alle associazioni faunistiche si assiste alla sostituzione di quelle calcaree con quelle a foraminiferi agglutinanti. Questi ultimi infatti aumentano notevolmente da un punto di vista quantitativo ed in particolare specie come *Miliammina* spp. e *Trochammina* spp. La presenza di queste specie può essere messa in relazione al ritiro rapido della calotta glaciale dalla piattaforma continentale del Mare di Ross e all'instaurarsi di condizioni ambientali (salinità, temperatura, ossigeno) simili all'attuale.

Visto il drastico calo dei foraminiferi calcarei si può ipotizzare anche un innalzamento della CCD, che passa a profondità inferiori, in accordo con i dati provenienti dallo studio di forme attuali (Kellogg *et al.*, 1979; Osterman & Kellogg, 1979; Finocchiaro *et al.*, 1998). Il progressivo ritiro del ghiaccio, infatti, permette una maggiore penetrazione della luce negli strati superficiali dell'acqua, aumentando la produttività primaria con un elevato flusso di materia organica verso il fondo che provoca un incremento di  $CO_2$ . Si ha pertanto l'innalzamento della profondità di compensazione della calcite (CCD) con la dissoluzione dei carbonati anche a profondità ridotte.

L'elevata presenza di silice biogenica (> 50%), composta prevalentemente da spicole di spugna e subordinatamente da diatomee e radiolari, permette di stabilire che questi sedimenti superficiali, definiti melme silicee o "Ooze" (Dunbar *et al.*, 1985), siano caratterizzati da una produttività biologica più elevata e da un'intensificazione delle correnti al fondo legate al ritiro della calotta glaciale (Pudsey, 1992). Generalmente queste *facies*, come riscontrato anche in questa carota, sono caratterizzate da valori elevati di carbonio e dall'assenza di foraminiferi calcarei (Domack *et al.*, 1999).

Dai dati sopra esposti, si evince che la porzione sommitale della carota ANTA 5bis rappresenta un sedimento depositatosi in un ambiente di mare aperto e, in base alle età radiometriche non corrette per tale carota, il ritiro dei ghiacci in tale area potrebbe essere avvenuta dopo i 17000 anni B.P.. Questa età indicherebbe l'inizio di una deposizione di sedimenti con caratteristiche granulometriche, geochimiche (carbonio ed azoto) e micropaleontologiche prettamente marine. Questo dato concorderebbe con quello riscontrato da diversi autori, che sulla base delle età radiometriche e delle caratteristiche tessiturali dei sedimenti, collocano un arretramento dei ghiacci dopo il massimo Wisconsiniano, a partire dai 17000 anni B.P. (Stuiver *et al.*, 1981), con il raggiungimento della posizione attuale circa 6000 anni fa (Anderson *et al.*, 1992). In questo caso il ritiro dei ghiacci nel settore centrale del Mare di Ross sarebbe avvenuto in epoca antecedente rispetto al settore occidentale (Bacini Joides e Drygalski). Infatti in quest'area il ritiro dei ghiacci viene indicato in letteratura, sulla base delle età radiometriche e delle caratteristiche

tessiturali, geochimiche e micropaleontologiche, attorno agli 11000 (Salvi, 1995; Giglio *et al.*, 1998; Finocchiaro *et al.*, 1998; Domack *et al.*, 1999), o attorno ai 13000 anni fa (Denton *et al.*, 1989). Licht *et al.* (1996) in uno studio sulle caratteristiche tessiturali e in base alle età radiometriche effettuato su diverse carote prelevate nel settore occidentale del Mare di Ross affermano che la piattaforma continentale più esterna non era coperta da ghiaccio ancorato durante l'ultimo massimo glaciale e che l'area prossima alla lingua glaciale del Drygalski si liberò dai ghiacci circa 11500 anni fa in accordo con quanto evidenziato dagli autori sopra citati.

Attualmente ci sono numerose indicazioni di "record" di paleotemperature osservati alle diverse latitudini, che dimostrano che la transizione dall'ultimo massimo glaciale alle condizioni interglaciali attuali sia avvenuta non in maniera graduale ed omogenea, ma piuttosto con diversi episodi di rapidi cambiamenti climatici (Beck *et al.*, 1997). Quello meglio conosciuto tra questi è il peggioramento climatico datato 12900-11500 anni B.P., indicato nell'emisfero boreale come *Younger Dryas*, anche se altri cambiamenti climatici estremamente rapidi hanno caratterizzato l'Olocene (Wright *et al.*, 1989).

Alle alte latitudini i "record" di paleotemperature più evidenti sono stati ottenuti dalle carote di ghiaccio prelevate in Groenlandia e in Antartide, poiché queste forniscono informazioni ad elevata risoluzione dell'ultimo ciclo glaciale (Jouzel *et al.*, 1987).

Bard *et al.* (1997) in uno studio condotto su carote di sedimento prelevate nell'oceano indiano (20°N e 20°S) sulla base delle variazioni degli alchenoni, hanno evidenziato come l'ultima deglaciazione sia caratterizzata da un riscaldamento circa 15100 anni B.P., seguito da una fase transitoria fino a circa 12200 anni B.P. e da un modesto raffreddamento fino a circa 11500 anni fa, al quale segue una fase calda tra 11000 e 7000 anni fa. Questi episodi sono stati registrati anche in Groenlandia, come riportato dallo studio su carote di ghiaccio, ma con un certo sfasamento rispetto quelli verificatisi nell'emisfero australe (Clapperton *et al.*, 1995).

Lo studio effettuato in questa tesi sulle variazioni climatiche in Adriatico e nello Stretto di Magellan, Settore Pacifico, evidenziano come l'Olocene effettivamente sia stato caratterizzato dal susseguirsi di fasi climatiche calde e fredde con probabili sfasamenti cronologici nelle due differenti aree geografiche.

In particolare, la carota raccolta all'interno dello Stretto di Magellano (SS10) è stata suddivisa in quattro unità principali (Fig. 10.18.1), ipotizzando nell'Olocene, caratterizzato da un graduale miglioramento climatico, l'alternarsi di periodi più caldi e più freddi. Si individuano:

1) Prima unità (510-420 cm): età compresa tra 11500-10000 anni B.P. circa. Caratterizzata da: sedimento siltoso con percentuali di argilla attorno al 17% e scarsi contenuti in sabbia (5% circa); distribuzione costante degli altri parametri analizzati (minerali argillosi, sostanza organica ecc.); rapporto molare C/N <10 ad indicare scarsi apporti continentali e la presenza di una sostanza organica prevalentemente marina (Stein, 1991).

La suddivisione dell'Olocene in tre unità principali (Anathermal, Megathermal e Katathermal) proposta da e precedentemente da Chiarugi (1936), fa pensare che l'intervallo basale della carota SESSSO 10 potrebbe rientrare nel periodo Anathermal (età compresa tra i 16000 e i 9000 anni) in cui si registra un generale miglioramento climatico dopo l'Ultimo Massimo Glaciale, interrotto da una serie di eventi freddi (Dryas) della durata di pochi anni, miglioramento che gli autori ipotizzano sia avvenuto in due fasi, una compresa tra i 16000-13000 anni e una dopo i 10000 anni B.P.. L'intervallo basale della carota SESSSO 10 rientra in questa fase di miglioramento climatico successiva ad una fase più fredda. Infatti Heusser (1989) in uno studio sui pollini fossili nella Terra del Fuoco, posiziona quest'intervallo freddo e secco, con temperature più basse di 3°C rispetto alle attuali, in una età tra i 13000 e i 10500 anni B.P.. Nel qual caso questo episodio freddo potrebbe essere rappresentato alla base della carota (ultimi centimetri) da leggeri aumenti del  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , da un calo del  $\text{CaCO}_3$  e dalla presenza abbondante di alcune faune a foraminiferi, come la specie *Trifarina angulosa*, tipiche di climi freddi.

2) Seconda unità (420-300 cm): età tra i 10000 e 8000 anni B.P.. Si registrano: percentuali estremamente elevate di silt, con tenori di argilla attorno al 17% e di sabbia attorno al 5% circa; leggero aumento della suscettività magnetica; leggero aumento della smectite; calo del  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ; aumento del rapporto molare C/N con valori superiori a 10, ad indicare abbondanti apporti continentali.

Questo intervallo rientra nella fase olocenica definita Megathermal compresa in un'età tra i 9000 e 5300 anni B.P., intervallo caratterizzato da temperature medie estive maggiori di 2-3°C rispetto quelle attuali. In questa fase Zubakov & Borzenkova (1990) evidenziano un "optimum climatico" olocenico che può venire inteso sia come l'intero intervallo Megathermal oppure come il periodo di massimo riscaldamento, che gli autori evidenziano dai 6200 ai 5300 anni B.P, quando cioè si ebbe il massimo innalzamento del livello del mare che come sostiene Fairbridge, (1976) è avvenuto 6000 anni fa, oscillando poi, rispetto al livello attuale nell'intervallo di circa 3 metri. Anche Heusser (1989) studiando i pollini fossili nella Terra del Fuoco, evidenzia un riscaldamento climatico con temperature di 1-2°C più calde rispetto le attuali, in un periodo

compreso tra i 10000 e i 5000 anni B.P., mentre Clapperton (1995) restringe l'intervallo cronologico in cui si è verificato questo miglioramento climatico tra i 10000 e gli 8000 anni B.P.. In quest'area il miglioramento climatico, evidenziato sulla base delle età radiometriche non corrette e dei parametri tessiturali, mineralogici e geochimici si sarebbe verificato nell'intervallo 10000-8000 anni B.P., in accordo con le età fornite da Clapperton. Infatti tutti i parametri considerati e soprattutto i bassi valori dei rapporti isotopici del carbonio e dell'ossigeno, indicano una fase calda con abbondanti apporti continentali, che avrebbero causato un aumento del livello marino nello Stretto.

L'Olocene inferiore è caratterizzato infatti da un generale miglioramento climatico, con un aumento della temperatura media estiva di 2°C in Europa (Huntley & Printice, 1988) con un massimo di 4°C sulle Alpi (Porter & Orombelli, 1985) mentre nell'emisfero australe e in particolare in Antartide, l'aumento sarebbe leggermente inferiore attorno a 1°C (Jouzel *et al.*, 1987).

Questa fase di miglioramento climatico all'inizio dell'Olocene (età radiometrica non corretta 10000-8000 anni B.P.) coincide con i risultati ottenuti dall'analisi geomorfologica di terrazzi marini nel settore orientale dello Stretto di Magellano (Brambati *et al.*, 1998). Infatti il terrazzo più antico, che raggiunge un'altezza di 18-25 m sopra il livello medio del mare, datato 10000-8000 anni B.P., è dovuto ad una prima fase di ritiro dei ghiacci dopo l'ultimo periodo glaciale.

Anche Colizza & Salvi (*in press*) in uno studio sedimentologico nel settore Pacifico dello Stretto, evidenziano come, in una carota prelevata nella parte più interna, a partire da 8900 anni B.P., si abbia una intensa deposizione carbonatica con un alto numero di taxa ed organismi (Melis *et al.*, *in press*) che segnano una fase di miglioramento climatico.

3) Terza unità (300-190 cm): età compresa tra 8000 e 6000 anni B.P.. Si registrano: leggero aumento della sabbia (11%); calo della smectite; picco positivo dei valori isotopici; diminuzione del rapporto molare C/N.

Questi risultati sembrano indicare un cambiamento climatico con una fase di leggero peggioramento che anticipa la fase climaticamente più instabile (Katathemal) individuata da Zubakov & Borzenkova (1990), compresa tra i 5300 e 0 anni B.P., che coinciderebbe con una nuova avanzata dei ghiacciai alpini e quelli andini. In effetti l'Olocene superiore segna il ritorno ad un clima più freddo e secco, raffreddamento conosciuto come Neoglaciale, come osservato pure da Heusser (1989) che ha individuato nella Terra del Fuoco dopo i 5000 anni B.P. delle fluttuazioni di temperatura di 0.5°C e da Grove (1988) che osserva un globale peggioramento climatico con una nuova espansione da parte dei ghiacciai a partire dai 5000 anni B.P. In questa carota sempre sulla base delle età radiometriche non corrette questa fase instabile comincia leggermente prima, a partire da 6000 anni fa.

4) Quarta unità (190-0 cm): da 6000 anni fa al periodo attuale. L'intervallo più superficiale individua un generale miglioramento climatico, che come evidenziato anche dall'analisi statistica fattoriale eseguita sui dati tessiturali e sui minerali argillosi (Fig. 10.17.3) è probabilmente avvenuto in maniera graduale e discontinua, alternando periodi caldi/freddi fino a raggiungere le condizioni attuali, come anche osservato dagli autori sopra citati. Infatti dall'analisi statistica si può osservare come i livelli superficiali siano caratterizzati dall'intreccio dei due fattori, individuati come caldo e freddo. Si registra: costanza nella distribuzione verticale di quasi tutti i parametri considerati; graduale aumento dei tenori di carbonato di calcio (tenori > 40%); incremento della sostanza organica con tenori compresi tra 2 e 4% ed un aumento del rapporto molare C/N, con tenori > 10, ad indicare l'origine continentale della frazione organica. L'analisi speditiva delle faune a foraminiferi evidenzia tale miglioramento con il crescente numero di generi e specie ben rappresentati quantitativamente nei livelli superiori della carota; miglioramento climatico, evidenziato anche dai rapporti isotopici, che però non raggiungono i valori registrati nell'intervallo compreso tra 420 e 300 cm. Questa fase di generale miglioramento climatico è stata anche registrata dalle faune a nanoplancton riscontrate nei livelli superficiali (da 0 a 6 cm - età radiometrica 6020 anni B.P.) della carota MG95/10 campionata nell'area pacifica antistante lo Stretto (Caffau, 1998). Inoltre sempre lo studio di terrazzi marini nel settore orientale dello Stretto (Brambati *et al.*, 1998) conferma tale ipotesi. Infatti sono stati osservati depositi e superfici erosive legate all'azione marine sia nei terrazzi di II ordine posizionati circa 6-11 metri al di sopra del livello marino con un età compresa tra i 6000-7000 anni B.P., sia in quelli di I ordine, situati a 3-5 metri sopra il livello medio marino con un età tra i 4000-5000 anni B.P.. La formazione di questi depositi e superfici erosive è probabilmente correlabile, come già riscontrato nei terrazzi di III ordine ad un innalzamento del livello del mare, dovuto ad una fase di miglioramento climatico.

Questo miglioramento rientra nell'intervallo cronologico dei 5000-6000 anni B.P. indicato da Porter *et al.* (1984) come il periodo in cui si è verificato il massimo innalzamento del livello marino (3.5 metri sopra l'attuale) riscontrato sempre nel settore orientale dello Stretto.

In base all'interpretazione paleoclimatica eseguita per tale carota, anche l'andamento dei fattori ottenuti per le granulometrie, rispecchia l'interpretazione data.

La parte basale della carota è stata interpretata come una fase di miglioramento climatico con una fase più calda rispetto all'attuale tra i 420-300 cm circa. Nell'analisi fattoriale si ha in quest'intervallo la dominanza del fattore I caratterizzato da un sedimento più fine con tenori medi di argilla attorno al 15%

e bassi contenuti in sabbia. Tra i 300 e 200 cm si ha la dominanza del secondo fattore, quindi di un sedimento leggermente più grossolano; questo intervallo sulla base di tutti i parametri analizzati è stato interpretato come una fase di peggioramento climatico. Dai 200 cm alla superficie si è ipotizzato un graduale miglioramento climatico che, come già accennato precedentemente, potrebbe essere avvenuto non in maniera continua ma discontinua alternando periodi più miti a periodi più freddi, visto l'intreccio dei due fattori (Fig. 10.17.3).

Infine, anche per la carota ADR1 è stato possibile individuare il susseguirsi di intervalli climatici più caldi e più freddi che caratterizzano l'Olocene.

In particolare, nella carota si possono distinguere cinque fasi climatiche fondamentali (Fig. 8.18.1) di seguito descritte schematicamente:

1) Parte basale (520-550 cm): età compresa tra i 13000 e 13500 anni; si osservano: bassi tenori di smectite e alti valori di illite e clorite; valori degli indici di cristallinità che indicano una miglior cristallizzazione della clorite e dell'illite, ad indicare una bassa alterazione chimica rispetto ai livelli superficiali; presenza di due specie di foraminiferi planctonici come *G. quinqueloba* e *N. pachyderma* tipici di climi freddi (Pujol & Vergnaud-Grazzini, 1989; Capotondi, 1994).

Questo periodo potrebbe essere quello indicato da Orombelli & Ravazzi (1996) come IACP (*Inta-Allerød Cold Period*), cioè una fase di raffreddamento climatico nella parte terminale del periodo caldo *Allerød*. (Fig. 8.18.2)

2) Seconda unità (530-440 cm): è stato individuato un evento vulcanico (490-510 cm) correlabile all'episodio C2/NYT, datato 12300 anni (Calanchi et al., 1998); si osservano un probabile miglioramento climatico indicato da: un aumento della smectite e lieve diminuzione dell'illite; rapporto molare C/N >10 ad indicare una provenienza continentale della sostanza organica; scarsa presenza di foraminiferi bentonici, mentre i planctonici sono frequenti anche se soprattutto con specie tipiche di climi freddi. Tra le specie indicatrici di climi più caldi abbondante è la *G. ruber*, mentre più scarse sono la *G. inflata* e la *O. universa*. La presenza di queste specie, come sottolineato pure da Capotondi & Morigi, (1996), suggerisce un aumento nella produttività del fitoplancton e quindi una fase climatica più calda.

3) Terza unità (450-385 cm): età 11000-10000 anni B.P.. I parametri considerati mostrano un peggioramento climatico. Siamo in presenza del *Younger Dryas*, evento freddo che in base alle età radiometriche non corrette, si è verificato in un intervallo cronologico tra 11000 e 10000 anni fa, come riscontrato da Capotondi & Morigi (1996), in uno studio condotto su quattro



carote di sedimento in Adriatico meridionale, e da Capotondi *et al.* (1992) in uno studio sempre su carote di sedimento prelevate in diverse parti del Mediterraneo (Mar Tirreno, Canale di Sicilia e Mare Adriatico). Orombelli & Ravazzi, 1996, studiando le variazioni climatiche registrate in una carota di ghiaccio (GISP2) prelevata in Groenlandia, pongono il suo inizio prima, attorno ai 13000 anni (12890 anni B.P.). Si osserva: calo della smectite e aumento della clorite ed illite; diminuzione del  $\text{CaCO}_3$ ; calo della sostanza organica; aumento di alcune specie di foraminiferi planctonici come *G. bulloides*, *G. cariacensis*, *G. quinqueloba* e *N. pachyderma* che indicano acque fredde e produttive; presenza di due specie di foraminiferi bentonici, che per altro compaiono anche prima dell'inizio ipotizzato dell'*Younger Dryas* e cioè la *Hyalinea balthica* e la *T. angulosa* che suggeriscono acque profonde fredde (Mackensen *et al.*, 1993; Schmiel & Mackensen, 1995).

In questo periodo si ha un deterioramento climatico generale con temperature che ritornano a livelli caratteristici dei periodi glaciali.

Questo evento ebbe uno sviluppo molto rapido: infatti, in appena 100 anni l'Europa settentrionale e il Nord America nord-orientale ritornarono a condizioni glaciali, con un raffreddamento, osservato nelle carote di ghiaccio groenlandesi, di circa 6°C (Broecker & Denton, 1998). Altrettanto velocemente, circa un migliaio di anni più tardi, questo intervallo freddo si esaurì bruscamente.

4) Quarta unità (380-150 cm); età 10000-4000 anni B.P.. E' stato individuato un evento vulcanico (200 cm), correlabile con l'episodio AMS/PF (Agnano Monte Spina - Campi Flegrei) datato 4400 anni (Rosi & Sbrana, 1987).

Si osserva: aumento della frazione fine (argillosa); aumento della smectite e calo della illite e clorite; aumento generale del carbonato e della sostanza organica che visto l'elevato rapporto molare potrebbe essere di origine continentale; incremento di alcune associazioni a foraminiferi planctonici dominata da specie subtropicali come *G. ruber* e *O. universa*, tipiche di acque superficiali. Siamo in presenza della fase climatica definita "optimum climatico" olocenico (Fig. 8.18.4). Anche Baroni & Orombelli (1996) circa 9000 anni fa hanno individuato in uno studio sulle variazioni climatiche oloceniche nei ghiacciai alpini, un ritiro dei ghiacciai italiani come La Mare e il Rutor, che in quel periodo sono risultati essere molto più ridotti rispetto a come si presentano attualmente.

5) Quinta unità (150-0 cm): età < 5000 anni B.P.. Si instaurano condizioni climatiche simili alle attuali anche se in questo intervallo si susseguono fasi climatiche temperate/calde a fasi climatiche più fredde. In particolare nella carota sono stati evidenziati cali di temperatura in corrispondenza delle profondità 100, 50 e 25 cm di età radiometrica non corretta rispettivamente di circa 2500, 1500 e 1000 anni B.P. con una diminuzione dei tenori di smectite e

CaCO<sub>3</sub> che potrebbero indicare l'instaurarsi di questa fase climatica (Milliman & Droxler, 1996; Tsakiridou, 1997). Le associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici sono prevalentemente quelle tipiche di climi temperati anche se si osserva la presenza sporadica di foraminiferi che prediligono acque fredde come *Trifarina angulosa*, *Cassidulina carinata* e *Hyalinea balthica* tra i bentonici e *N. pachyderma*, *G. glutinata* e *G. bulloides* tra i planctonici.

Zubakov & Borzenkova (1990) hanno evidenziato, nella seconda fase dell'Olocene nell'emisfero boreale, alternanze di episodi freddi, con temperature medie estive inferiori di 2-3°C rispetto alle attuali, ad episodi caldi.

Anche Orombelli & Ravazzi (1996) dopo i 5000 anni indicano una fase di peggioramento climatico con una generale avanzata dei ghiacciai Nord-Americani ed Europei. In tale periodo, e in particolare in un'età compresa tra i 1400-1800 anni circa B.P., si registra un brusco peggioramento climatico denominato piccola età glaciale.

In figura 8.17.3 sono rappresentati gli andamenti dei fattori estrapolati dall'analisi statistica effettuata per la carota.

In particolare in A sono rappresentati i due fattori per le classi di frequenza granulometrica, in B quelli per i minerali argillosi e in C quelli ottenuti su diversi parametri (tessitura, minerali argillosi, CaCO<sub>3</sub>, carbonio organico ed azoto).

La porzione basale registra una fase fredda, caratterizzata da un sedimento prevalentemente siltoso, con la prevalenza di illite, clorite e caolinite sulla smectite.

L'intervallo centrale, in cui si è ipotizzato un generale miglioramento climatico, con la presenza anche dell'optimum olocenico, è caratterizzato dalla preponderanza del secondo fattore, ed è costituito da un sedimento prevalentemente argilloso in cui si registra un incremento della smectite e del carbonato di calcio. Anche la matrice di correlazione evidenzia come sussistano ottime correlazioni positive tra l'argilla e la smectite e l'argilla e il carbonato di calcio (Tab. 8.17.5).

Infine, nei livelli superficiali della carota (dai 150 cm ai livelli superficiali) l'analisi statistica mostra l'intreccio continuo dei due fattori, che potrebbe indicare l'alternanza dei periodi più freddi e più caldi che hanno caratterizzato la seconda parte dell'olocene, i primi dati da un aumento della granulometria del sedimento (silt), dell'illite e della clorite, i secondi caratterizzati dall'incremento dell'argilla, della smectite e del carbonato di calcio. Confrontando inoltre le curve di figura 8.17.3 (C) con le curve di temperatura di Bradley & Eddy (1990) (Fig. 8.18.3, 8.18.4) si può osservare un andamento simile e il peggioramento climatico registrato tra i 90 e 30 cm di profondità potrebbe indicare la fase climatica denominata Piccola età glaciale (*Little Ice Age*) molto ben documentata nelle Alpi italiane, sviluppatasi in un intervallo compreso tra i 1200 e i 2000 anni circa B.P.,

in cui i ghiacciai che ricoprivano l'Europa e l'America settentrionale ebbero una nuova notevole espansione con temperature inferiori rispetto l'attuale di quasi 2°C Bradley & Eddy (1990).

Diversi sono gli autori (Tab. 14.1) che studiano gli eventi climatici tardo-quaternari ed olocenici nei due emisferi, Boreale ed Australe allo scopo di individuare correlazioni e sfasamenti in termini spaziali e temporali. Zubakov e Borzenkova (1990) hanno evidenziato diversi eventi climatici nell'emisfero nord che, se confrontati con quelli dell'emisfero sud (Dini, 1996), indicano uno sfasamento temporale di diverse centinaia di anni. In particolare, l'emisfero australe (Stretto di Magellano) avrebbe anticipato di circa 700 anni alcuni eventi climatici riscontrati in quello boreale.

Anche nel caso delle carote oggetto di questo studio si può individuare uno sfasamento in termini temporali di alcuni eventi climatici (Tab. 14.2).

Nella parte basale della carota prelevata nello Stretto di Magellano, si ha riscontro di un evento freddo datato 12000-11500 anni B.P. che potrebbe corrispondere, anticipandolo, all'evento freddo del *Younger Dryas* dell'emisfero boreale registrato, nella carota prelevata nel Mare Adriatico, in un età compresa tra gli 11000-10000 anni B.P.. A questo evento freddo, in entrambe le carote, segue una fase di miglioramento climatico compresa in un intervallo cronologico di 11000-8000 anni B.P. nella carota SS10 e 10000-5000 anni B.P. nella carota ADR. 1. In Adriatico a questo periodo definito anche "optimum climatico" olocenico, segue una fase in cui si alternano periodi più caldi a periodi più freddi che portano alle condizioni attuali. Quest'intervallo temperato/freddo, nello Stretto di Magellano, comincerebbe a partire dai 6000 anni B.P.. A Magellano tra 8000 e 6000 anni fa si ha evidenza di una fase di peggioramento climatico che non trova riscontro nel bacino Adriatico.

Carota ADR. 1			Carota SESSSO10
5000 anni B.P.-attuale	alternanza caldo/freddo	← alternanza caldo/freddo	6000 anni B.P.-attuale
10000-5000 anni B.P.	fase calda "optimum"	↘ fase fredda	8000-6000 anni B.P.
11000-10000 anni B.P.	fase fredda Younger Dryas	↘ fase calda "optimum"	11000-8000 anni B.P.
13000-11000 anni B.P.	fase calda	↘ fase fredda	12000-11500 anni B.P.
13500-13000 anni B.P.	fase fredda		

Tab. 14.2 - Sfasamenti temporali tra la carota ADR 1, prelevata nel Mar Adriatico e la carota SS10 prelevata nello Stretto di Magellano.

Anni B.P.	Salvi, 1999 Stretto di Magellano	Brambati et al., 1998 Stretto di Magellano	Heusser, 1989 Terra del Fuoco	Clapperton, 1995 Stretto di Magellano	Caffau, 1998 Stretto di Magellano	Porter et al., 1984 Stretto di Magellano	Bard et al., 1997 Oceano Indiano (20°N-20°S)	Salvi, 1999 Mar Adriatico	Zubakov & Borzenkova, 1990 Emisfero Boreale
12000							↓		
11500			↓					↓	
11000	↓								
10500			↓						
10000	↓		↓					↓	
9000	↓	↓	↓					↓	
8000	↓	↓	↓	↓			↓	↓	↓
7000	↓	↓	↓				↓	↓	
6000	↓	↓	↓					↓	↓
5000	↓	↓	↓					↓	↓
4000	↓	↓	↓					↓	↓
3000	↓		↓					↓	↓
2000	↓		↓					↓	↓
1000	↓		↓		↓			↓	↓
attuale	↓		↓		↓			↓	↓

↓ Fasi fredde
↓ Fasi calde
↓ Alternanza caldo/freddo

Tab. 14.1 - Tabella riassuntiva delle variazioni climatiche negli emisferi Australe e Boreale effettuate da diversi autori

Quindi, come si osserva più chiaramente nella tabella 14.2, gli eventi climatici verificatisi nello Stretto di Magellano avrebbero anticipato quelli del bacino Adriatico di circa 1000 anni.

In Fig. 14.1 si è voluto confrontare in entrambe le carote l'andamento delle curve ottenute dall'analisi statistica fattoriale per le sole granulometrie. Questo tipo di analisi sulle differenti classi granulometriche non ha individuato tutti gli intervalli climatici evidenziati dalla semplice analisi e lettura delle variabili considerate in questo studio, ma ha permesso ugualmente di segnalare alcuni eventi climatici che hanno caratterizzato l'Olocene in entrambe le carote. Quindi, sul semplice confronto di un'analisi fattoriale effettuata sulle sole granulometrie, è stato possibile evidenziare l'alternanza dei due fattori che individuano fasi di miglioramento climatico con una diminuzione delle granulometrie, e fasi di peggioramento climatico, con uno spostamento dei sedimenti verso granulometrie maggiori. Inoltre, tale tipo di analisi ha permesso di effettuare un confronto immediato tra le due carote, evidenziando per certi versi andamenti simili. L'intervallo freddo riscontrato nello stretto di Magellano non trova riscontro in Adriatico, avvalorando l'ipotesi effettuate con la semplice interpretazione dei dati ottenuti dalle variabili considerate

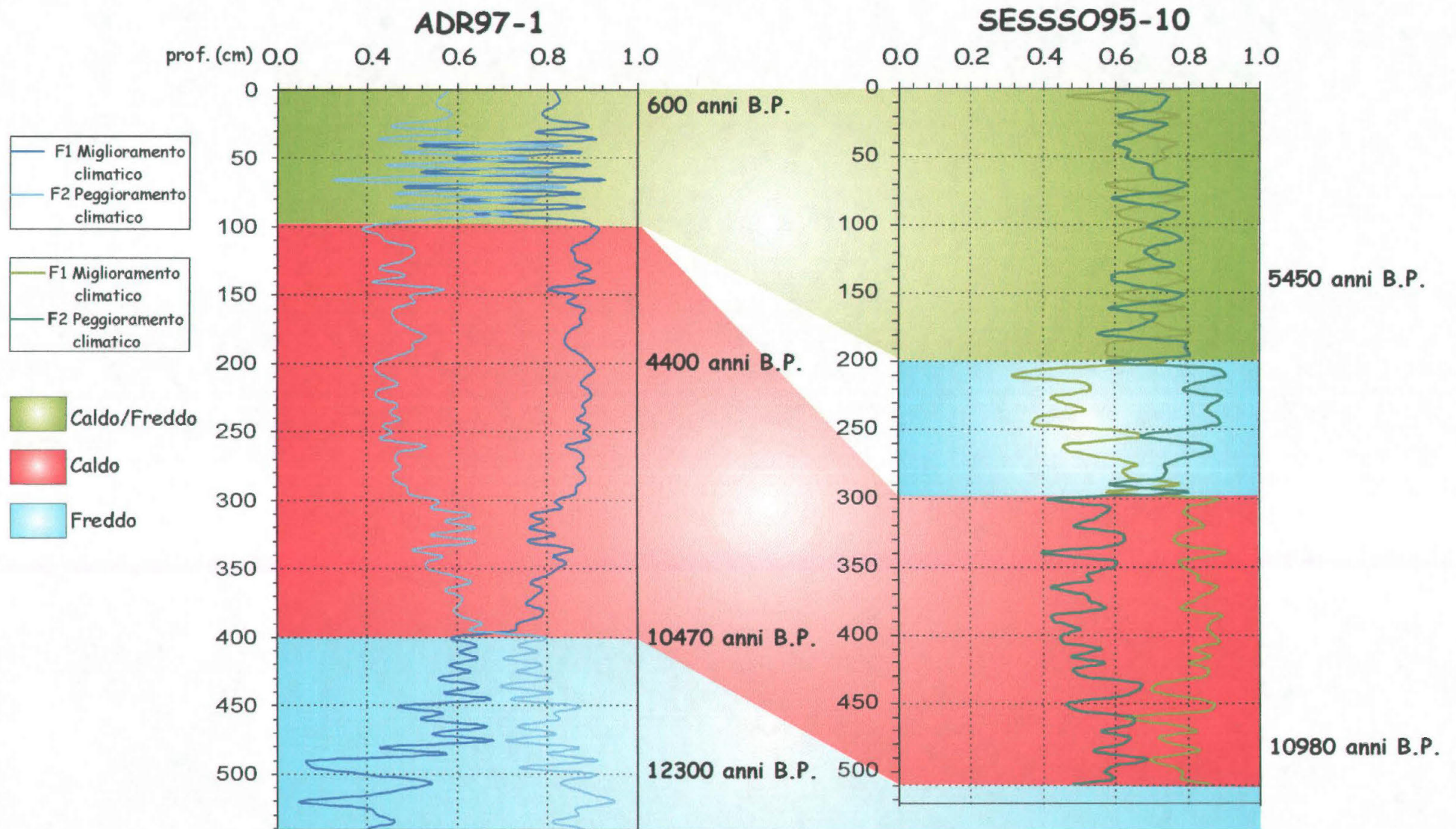


Fig. 14.1 - ADR. 1, SESSO 10: confronto tra le curve ottenute con l'analisi fattoriale sui dati granulometrici.

## BIBLIOGRAFIA

- AKSU A.E., YASAR D., MUDIE P.J. & GILLESPIE H., 1995 - Late glacial-Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Mar. Micropal.*, **25**: 1-28.
- ANDERSEN E.S., DOKKEN T.M., ELVERHØI A., SOLHEIM A. & FOSSEN I., 1996 - Late quaternary sedimentation and glacial history of the western Svalbard continental margin. *Mar. Geol.*, **133**: 123-156.
- ANDERSON J. B., 1975 - Ecology and distribution in the Weddel Sea of Antarctica. *Micropal.*, **21**: 69-96.
- ANDERSON J.B. & BARTEK L.R., 1992 - Cenozoic glacial history of the Ross Sea revealed by intermediate resolution seismic reflection data combined with drill site information. *Antartic Research Series*, **56**: 231-263.
- ANDERSON J.B. & MOLNIA B.F., 1989 - *Glacial Marine-Sedimentation*. Short course in Geology, v.9, 28<sup>th</sup> Int. Geological Vongress, Washington, Am. Geophys. Unionm washington, D.C.: 127 pp.
- ANDERSON J.B. & THOMAS M.A., 1991 - Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: the record of such events and their influence on sedimentation. *Sedimentary Geology*, **70**: 87-104.
- ANDERSON J.B., BRAKE C.F. & MYERS N.C., 1984 - Sedimentatio on the Ross Sea continental shelf, Antarica. *Mar. Geol.*, **57**: 295-333.
- ANDERSON J.B., BRAKE C.F., DOMACK E., MYERS N.C. & WRIGHT R., 1983 - Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antartic Quaternary deposits and glaciological information. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York: 233-264.
- ANDERSON J.B., DOMACK E.W., BANFIELD L., BART P., FRANCESCHINI J., HERRING M., HILFINGER M., KELCHNER C., LICHT K., SHIPP S., TAVIANI M., TRINCARDI F., VAN DER WATEREN D., WEINER N. & XIAO J., 1995 - Late Quaternary Glacial History off the Ross Sea, Antartica. *In press*.
- ANDERSON J.B., KURTZ D.D., DOMACK E.W. & BALSHAW K.M., 1980 - Glacial and glacial marine sediments of the antartic continental shelf. *J. Geol.*, **88**: 399-414.
- ANDERSON J.B., SHIPP S.S. & DOMACK E.W., 1995 - Late quaternary glacial history of Ross Sea, Antartica - Preliminary results of seismic analysis from the Nathaniel B. Palmer 1995-01 cruise. *Antaric Journal*, **30**: 30-33.
- ANDERSON J.B., SHIPP S.S., BARTEK L.R. & REID D.E., 1992 - Evidence for a grounded ice sheet on the Ross Sea continentalshef during the late pleistocene and preliminary paleodrainage reconstruction. In: Contribution to Antartic Research III, , Am. Geophys. Union, Washington, D.C., *Antartic Research Series*, **57**: 39-62.
- ASIOLI A., BORSETTI A.M. CAPOTONDI L., COLANTONI P. & D'ONOFRIO S., 1988 - I foraminiferi planctonici quali indicatori paleo-oceanografici: ipotesi di variazioni di circolazione nel Mar Adriatico dall'Ultimo glaciale ad oggi. *Atti VIII Congresso A.I.O.L.*, Pallanza, 1988: 95-113.
- ASIOLI A., TRINCARDI F., CORREGGIANI A., LANGONE L., VIGLIOTTI L., VAN DER KAARS S. & LOWE J., 1996 - The late-Quaternary deglaciation in the central Adriatic basin. *Il Quaternario*, **9** (2): 763-770.
- BALSAM W., 1996 - Late quaternary sedimentation in the western North Atlantic: stratigraphy and paleoceanography. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **35**: 215-240.
- BARD E., ROSTEC F. & SOZOGNI C., 1997 - Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alchenone paleotermometry. *Nature*, **385**: 707-710.

- BARMAWIDJAJA D.M., VAN DER ZWAAN G.J., JORISSEN F.J. & PUSKARIC S., 1995 - 150 years of eutrophication in the northern Adriatic Sea: Evidence from a benthic foraminiferal record. *Mar. Geol.*, **122**: 367-384.
- BARONI C. & OROMBELLI G., 1989 - Glacial geology and geomorphology of Terra Nova Bay, Antarctica. *Mem. Soc. Geol. It.*, **46**: 81-92.
- BARONI C. & OROMBELLI G., 1996 - The Alpine "Iceman" and Holocene Climate Change. *Quaternary Research*, **46**: 78-83.
- BARONI C., 1991a - Lineamenti geografici. *In*: C. Baroni (Ed.) *Antartide: Il cuore bianco della Terra*, Studio Enrico Rainero: 13-15.
- BARONI C., 1991b - Ghiacciai e storia glaciale. *In*: C. Baroni (Ed.) *Antartide: Il cuore bianco della Terra*, Studio Enrico Rainero: 85-91.
- BARRETT P.J., 1975 - Textural characteristics of Cenozoic preglacial and glacial sediments at site 270, Ross Sea, Antarctica. *In*: D.E. Hayes, L.A. Frakes et al., (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C.: 757-767.
- BARTOLE R., COLAUTTI W., DE MURO S. & MONTESANTI A., 1998 - Il settore pacifico dello Stretto di Magellano: primi risultati di un'indagine sismica a riflessione. *Workshop "Ricostruzione paleoclimatiche dei sedimenti marini del Mare di Ross (Antartide) e dell'Oceano Meridionale"*. Trieste 26-27 novembre.
- BECK J.W., RECY J., TEYLOR F., EDWARDS R.L. & CABIOCH G., 1997 - Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records. *Nature*, **385**: 705-707.
- BERGER W.H., SMETACEK V. & WEFER G., 1989 - Productivity of the Ocean: Past and Present. Wiley & Sons, *Life Sciences Research Report*, **44**: 471p.
- BIDDLE K.T., ULIANA M.A., MITCHUM P.M.JR., FITZGERALD M.G. & WRIGHT R.C., 1986 - The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magellanes Basin, southern South America. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **8**: 41-61.
- BISCAYE P.E., 1965 - Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**: 803-832.
- BORNE D., 1999 - Analisi sedimentologiche sulla carota SESSSO1-9 prelevata nello Stretto di Magellano (Cile). Tesina in Scienze Naturali.
- BORSETTI A.M., CAPOTONDI L., CATI F., NEGRI A., VERGNAUD-GRAZZINI C., ALBERINI C., COLANTONI P. & CURZI P.V., 1995 - Biostratigraphic events and late Quaternary tectonics in the Dosso Gallignani (central-southern Adriatic Sea). *Giornale di Geologia*, ser. 3<sup>a</sup>, **57/1**: 41-58.
- BOSCHETTI S., MELIS R., PIZZOLATO F., PUGLIESE N. & SALVI G., 1998 - Micropaleontology of the cores MB91/47, 91/40 and 91/54R (Western Magellan Strait). *Workshop "Ricostruzioni paleoclimatiche dai sedimenti marini del Mare di Ross (Antartide) e dell'Oceano Meridionale"*. Trieste, 26-27 novembre 1998: 40.
- BOSELLINI A., 1991 - Introduzione alle rocce carbonatiche. Bovolenta: 330 pp.
- BOULOUBASSI I., RULLKÖTTER J., MEYERS P., 1999 - Origin and transformation of organic matter in Pliocene-Pleistocene Mediterranean sapropels: organic geochemical evidence reviewed. *Mar. Geol.*, **153**: 177-197.
- BOUMA A.H., 1964 - Notes on X-ray interpretation of marine sediments. *Mar. Geol.*, **2**: 278-309.
- BRADY H. B., 1884 - Report on the Foraminifera dredged by H.M.S. Challenger, during the years 1873-1876. In *Repts of the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. Challenger*, IX (Zoology): 814pp.
- BRADLEY R.S. & EDDY J.A., 1990 - *Climate Change: the IPCC Assessment*, Cambridge University Press, Cambridge, 1990.
- BRAMBATI A., 1971 - Il ripascimento artificiale di spiagge in erosione nell'Adriatico settentrionale. *Rassegna Tecnica del Friuli Venezia-Giulia*, **1**: 1-14.



- BRAMBATI A., COLIZZA E., FONTOLAN G., MARINONI L., SETTI M., SIMEONI U. & SOGGETTI F., 1994 - From terrigenous to detrital carbonate sedimentation in the Strait of Magellan, Beagle Channel and adjacent areas, Chile-Argentina (52°-56° Lat. S). Abstract in *Int. Ass. of Sedim.*, Ischia, 76-78.
- BRAMBATI A., DE MURO S. & DI GRANDE A., 1998 - Marine and transitional Holocene terraces in the eastern area of the Straits of Magellan, Chile. *Boll. Geof. Teor. App.*, **39** (1): 47-76.
- BRAMBATI A., FANZUTTI G.P., FINOCCHIARO F. & MELIS R., 1997 - Paleoenvironmental record in core ANTA91-30 (Drygalski basin, Ross Sea, Antarctica). *Geology and seismic stratigraphy of the antarctic margin, part 2. Antarctic Research Series*, **71**: 137-151.
- BRAMBATI A., FANZUTTI G.P., FINOCCHIARO F. & SIMEONI U., 1989 - Sediments and sedimentological processes in the Ross Sea continental shelf (Antarctica): results and preliminary conclusions. *Boll. Ocean. Teor. App.*, **7** (1-2): 159-188.
- BRAMBATI A., FANZUTTI G.P., FINOCCHIARO F., MELIS R., PUGLIESE N., SALVI G. & FARANDA C. (*in stampa*). Some paleoecological remarks on the Ross Sea Shelf, Antarctica. *In: F. Faranda, E. Guglielmo, A. Ianora (Eds.), Ross Sea Ecology, ItaliAntartide Expeditions (1987-1995)*, Springer Verlag, Berlin.
- BRAMBATI A., FONDA UMANI S., OTT J.A. & BOMBACE G., 1990 - The Adriatic Sea. Papers presented at the 25<sup>th</sup> European Marine Biology Symposium, University of Ferrara 1990.
- BRAMBATI A., FONTOLAN G. & SIMEONI U., 1991 - Recent sediments and sedimentological processes in the Strait of Magellan. *Boll. Ocean. Teor. App.*, **IX** (23): 217-259.
- BRAZZATI T., 1994 - Gli ostracodi del settore occidentale dello Stretto di Magellano. *Tesi di laurea inedita*, Università di Trieste.
- BROECKER W. S. & DENTON G.H., 1998 - I fattori di controllo dei cicli glaciali. *Le scienze quaderni* N° 104: 20-27.
- BROECKER W. S., 1998 - Il clima caotico. *Le scienze quaderni* N° 104: 28-33.
- BRUHN R.L., STERN C.R. & DE WIT M.J., 1978 - Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science letters*, **41**: 32-46.
- CAFFAU M., 1998 - Evoluzione delle paleocomunità planctoniche (nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici) in relazione alle variazioni climatiche e ambientali tardo-quaternarie nell'area posta a Nord-Ovest dello Stretto di Magellano. Tesi di dottorato, inedita, Università di Trieste.
- CALANCI N., CATTANEO A., DINELLI E., GASPAROTTO G. & LUCCHINI F., 1998 - Tephra layers in Late Quaternary sediments of the central Adriatic Sea. *Mar. Geol.*, **149**: 191-209.
- CALANCI N., GASPAROTTO G. & ROMAGNOLI C., 1994 - Glass chemistry in volcanoclastic sediments of ODP Leg 107, Site 650, sedimentary sequence: provenance and chronological implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **60**: 59-85.
- CALDENIUS C., 1932 - Las glaciaciones cuaternarias en a Paagonia y Tierra del Fuego. *Minist. Agric. Dir. Gral. Minas y Geologia*, Publication **95**: 150 pp. and *Geografiska Annaler*, **14**: 1-64.
- CALVERT S.E. & VEEVERS J.J., 1962 - Minor structures of unconsolidated marine sediments revealed by X-radiography. *Sedimentology*, **1**: 287-295.
- CAMPBELL I.B. & CLARIDGE G.G.C., 1989 - *Antarctica: soils, weathering processes and environments*. Elsevier: 368pp.
- CAPOTONDI L. & MORIGI C., 1996 - The last deglaciation in the south Adriatic Sea. Biostratigraphy and paleoceanography. *Il Quaternario*, **9** (2): 679-686.
- CAPOTONDI L., ASIOLI A. & BORSETTI A.M., 1992 - Ecozonazione a foraminiferi planctonici e paleoceanografia dell'ultima deglaciazione nel Mediterraneo centrale. *Atti X Congr. A.I.O.L.*, Alassio 16 novembre 1992: 107-115.

- CAPOTONDI L., BORESETTI A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. & D'ONOFRIO S., 1989 - Biostratigrafia e stratigrafia isotopica della carota AC 85-4: considerazioni sulla paleoceanografia tardo-quadernaria del Mar Tirreno orientale. *Giornale di Geologia*, ser. 3<sup>a</sup>, **51/1**:201-212.
- CARTER T.G., FLANAGAN J.P., JONES C.R., MARCHANT F.L., MURCHISON R.R., REBMAN J.H., SYLVESTER J.C. & WHITNEY J.C., 1972 - A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea. In: D.J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory*. 1-23.
- CASASSA G., 1987 - Ice thickness deduced from gravity anomalies on Soler Glacier, Nef Glacier and the Northern Patagonian Icefield. *Bulletin of Glacier Research*, **4**: 43-58.
- CASNEDI R. & LOMBARDO B., 1992 - Il ruolo dell'Antartide nell'evoluzione del Gondwana. *Le Scienze*, **287**: 44-53.
- CHAMLEY H., 1971 - Recherches sur la sedimentation argileuse en Méditerranée. *Sci. Géol. Starsbourg mém.*, **35**: 225 pp.
- CHAMLEY H., 1989 - *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin.
- CHAMLEY H., MAILLOT H., DUÉE G. & ROBERT C., 1984 - Paleoenvironmental history of Walvis Ridge at the Cretaceous-Tertiary transition, from mineralogical and geochemical investigations. *Init. Rep. DSDP*, **74**: 685-695.
- CHAVE K.E., 1965 - Carbonates: association with organic matter in surface sediments. *Science*, **148**: 1723-1724.
- CHIARUGI A., 1936 - Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria marittima - Cicli forestali post-glaciali nell'Appennino Etrusco attraverso l'analisi pollinica di torbe e depositi lacustri presso l'Alpe tre Potenze e il Monte Rondinaio. *Nuovo Giornale Botanico Italiano*, **43**: 3-61.
- CIABATTI M., CURZI P., RICCI LUCCHI F., 1987 - Quaternary sedimentation in the central Adriatic Sea. *G. Geol.*, **49**: 113-125.
- CITA M.B., VERGNAUD-GRAZZINI C., ROBERT C., CHAMBLEY H., CIARANFI N. & D'ONOFRIO S., 1977 - Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the Eastern Mediterranean. *Quaternary Res.*, **8**: 205-235.
- CLAPPERTON C.M., 1983 - The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, **2**: 83-155.
- CLAPPERTON C.M., 1995 - Fluctuations of local glaciers at the termination of the pleistocene:18-8Ka B.P.. *Quaternary International*, **28**:41-50.
- CLAPPERTON C.M., SUDGEN D.E., KAUFMAN D.S. & MCCULLOCH, 1995 - The last glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Research*, **44**: 133-148.
- COLANTONI P. & GALLIGNANI P., 1977 - Le carote raccolte dal laboratorio per la geologia marina del C.N.R. nel canale di Sicilia, Mare Ionio e Mare Adriatico Meridionale dal 1967 al 1976. Rapporto tecnico n° 5: 175pp.
- COLANTONI P., GALLIGNANI P. & LENAZ R., 1979 - Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic continental shelf (Italy). *Marine Geol.*, **33**: 41-50.
- COLIZZA E. & SALVI G., (*in press*) - Sedimentological analyses of three cores collected in the Pacific sector of the Strait of Magellan (Chile). *Terra Antartica Reports*.
- COVEY C., 1984 - L'orbita terrestre e le epoche glaciali. In: *Le Scienze*, **188**, 1984: 82-91.
- CRAIG H., 1965 - The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures* (E. Tongiorgi Ed.), Spoleto Conference, 1963: 161-182.
- CRAMP A., COLLINS M. & WEST R., 1988 - Late Pleistocene-Holocene sedimentation in the NW Aegean Sea: a paleoclimatic paleoceanographic reconstruction. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, **68**: 61-77.
- CUNNINGHAM W.D., 1993 - Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the patagonian orocline. *Tectonics*, **12**: 169-186.

- CURZI P. V. & GIORDANI P., 1989 - L'eutrofizzazione nel Mare Adriatico. *Geomorfologia e sedimentologia*. Atti del Convegno Nazionale, Ancona 4 aprile 1989.
- CURZI P. V. & TOMADIN L., 1987 - Dinamica della sedimentazione pelitica attuale ed olocenica nell'Adriatico centrale. *Giornale di Geologia*, ser. 30, 49/1: 101-111.
- CURZI P., D'ONOFRIO S., ROVERI M. & TAVIANI M., 1984 - Core ADS 74-24: a window on the latest Quaternary history of the Adriatic Sea. *Giornale di Geologia*, ser. 3, 46/2: 61-77.
- D'ONOFRIO S. & PUGLIESE N., 1989 - Foraminiferal and Ostracod fauna from the Ross Sea: preliminary results. *Boll. Ocean. Teor. Appl.*, VII (1-2): 129-137.
- DAL CIN E., 1996 - Variazioni del carbonio organico in tre carote prelevate nello Stretto di Magellano. Tesina sperimentale in geologia. Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine - Università di Trieste.
- DANSGAARD W. & TAUBER H., 1969 - Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. *Science*, 166: 499-502.
- DANZIEL I.W.D., 1985 - Collision and Cordillera origenesis: an Andean prospective. In: *Collision Tectonics*, M.P. Coward & A. C. Ries (eds.), Geological Society of London Special Publication, 28: 433-441.
- DAVEY F.J., 1983 - Sedimentary basins of the Ross Sea, Antartica. *New Zealand Antartctic Record*, 5 (1): 25-30.
- DE RITA D., FRAZZETTA G. & ROMANO R., 1991 - The Biancavilla-Montalto ignimbrite (Etna, Sicily). *Bull. Volcanol.*, 53:121-131.
- DEACON G., 1984 - The Antarctic circumpolar ocean. *Studies in Polar research*, Cambridge Univ. Press, Cambridge: 180 pp.
- DEMAISON G.J. & MOORE G.T., 1980 - Anoxic environments and oil source bed genesis. *Org. Geochem.* 2: 9-31.
- DENTON G.H., BOCKHEIM S.C., WILSON S.C. & STUIVER M., 1989 - Late Wisconsin and early holocene glacial history, inner Ross embayment, Antartica. *Quaternary Research*, 3: 151-182.
- DESIO A. (Ed.) - 1984 - *L'Antartide*. UTET, Torino: 248pp.
- DI GEROMINO I., PRIVITERA S., ROSSO A., SANFILIPPO R., VIOLANTI D., 1993 - Preliminary report on benthic Communities and thanatocoenoses of the Magellan Straits. *Nat. Sc. Com. Ant., Magellan Criuse*, February - March 1991, Data Report II, 297-306.
- DIEKMANN B., KUHN G., MACKENSEN A., PETSCHICK R., FÜTTERER D.K., GERSONDE R., RÜHLEMANN C. & NIEBLER H.S., 1998 - Kaolinite and Chlorite as tracers of modern and late quaternary deep water circulation in the South Atlantic and the adjoining Southern Ocean. In: G. Fischer & G. Wefer (Eds.): *Use of Proxies in Paleoceanography: examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 1-30.
- DINI M., 1995 - Applicazione di tecniche isotopiche (isotopi stabili e radioattivi) a studi paleoambientali in aree antartiche. Tesi di dottorato, inedita, Università di Trieste: 131 pp.
- DOMACK E. & MCCLENNEN C.E., 1996 - Accumulation of glacial-marine sediments in fjords of the Antarctic Peninsula and their use as late Holocene paleoenvironmental indicators. *Am. Geophys. Union, Washington, D.C., Antartctic Research Series* 70: 135-154.
- DOMACK E.W., ANDERSON J.B. & KURTZ D.D., 1980 - Clast shape ad an indicator of transport and depositional mechanisms in glacial marine sediments. *J. Sed. Pertol.*, 50: 813-820.
- DOMACK E.W., ISHMAN S.E., STEIN A.B., MCCLENNEN C.E. & TIMOTHY JULL A.J., 1995 - Late holocene advance of the Muller Ice shelf, Antartctic Peninsula: sedimentological, geochemical and paleontological evidence. *Antartctic Science*, 7(2): 159-170.
- DOMACK E.W., JACBSON E.A. SHIPP S. & ANDERSON J.B., 1999 - Late Pleistocene-Holocene retreat of the west Antartctic ice sheet system in the Ross Sea: part II - sedimentological and stratigraphic signature. *GSA Bulletin*, 111 (10):1517-1536.

- DOMACK E.W., SHIPP S. & ANDERSON J.B. (*in preparazione*) - Sedimentologic and stratigraphic signature of the Late Pleistocene/Holocene fluctuation of the West Antarctic Ice Sheet in the Ross Sea: A new perspective, Part2: Prepared for Geological Society of America Bulletin.
- DOTT R.H., WINN R.D. & SMITH H.L., 1982 - Relationship of Late Mesozoic and early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of southernmost Andes and Scotia Arc. In C. Craddock ed. *Antarctic Geosciences. I.U.G.S.*, 4: 193-202.
- DUNBAR R.B., ANDERSON J.B. & DOMACK E.W., 1985 - Oceanographic influences on sedimentation along the Antarctic Continental Shelf. In: S.S. Jacobs (Ed.) *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., *Antarctic Research Series*, 43: 155-179.
- EHRMANN W.U., 1995 - Clay mineral assemblages in Cenozoic sediments of Ross sea, Antarctica. *VII Intern. Symo. On Antarctic Earth Sciences*, Siena (Italy), 10-15 Sept: 118
- EHRMANN W.U., MELLES M., KUHN G. & GROBE H., 1992 - Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean. *Mar. Geol.*, 107: 249-273.
- ELLIOT D.H., 1985 - Physical geography - geological evolution - In: W.N. Bonner & D.W. Walton (Eds.) *Key environments - ANTARTICA*. Pergamon press: 39-61.
- EMRICH K., EHHALT D.H. & VOGEL J.C., 1970 - Carbon isotopic fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 8: 363-371.
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H.A. & UREY H.C., 1953 - Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64: 1315-1325.
- ESQUEVIN J., 1969 - Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. *Bull. Cent. Rech. Pau. S.N.P.A.*, 3: 147-154.
- FABRE & PETIT-MAIRE, 1988 - Holocene climate evolution at 22-23°N from two palaeolakes in the Taoudeni area (Northern Mali). *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 65: 133-148.
- FAGANELI J., MALEJ A., PEZDIĆ J. & MALAČIĆ V., 1988 - C:N:P ratios and stable C isotopic ratios as indicators of sources of organic matter in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *Oceanologica Acta*, 11 (4): 377-382.
- FAIRBANKS R. G., 1989 - A 17,000-years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- FAIRBRIDGE R.W., 1976 - Crustal motions and sea level. *Quaternary Geology*, 2: 496-497.
- FERRIGNO J.G. & GOULD W.G., 1987 - Substantial changes in coastline of America revealed by satellite imagery. *Polar Rec.*, 23: 577-583.
- FERUGLIO E., 1957 - Los glaciares de la Cordillera Argentina. In: *Geografía de la República Argentina*, Sociedad de estudios Geográficos, Buenos Aires, VII (I): 1-87.
- FILLON R. H., 1974 - Late Cenozoic foraminiferal paleoecology of the Ross Sea Antarctica. *Micropal.*, 20 (2): 129-151.
- FINOCCHIARO F., MELIS R. & TOSATO M., (1998) - Eventi paleoambientali tardoquaternari in due carote del Joides Basin meridionale (Mare di Ross). *Terra Antarctica Reports*.
- FISCHER I.A., 1977 - Tidal flat sedimentation in a macrotidal embayment. Bahia de Lomas, Strait of Magellan, Chile, MS Thesis, Dep. of Geology, Univ. of the South Carolina: 128 pp.
- FLINT R.F. & FIDALGO F., 1964 - Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39°10'S and latitude 41°21'S. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 335-352.
- FOLK R.L. & WARD W.C., 1957 - Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27: 3-26.
- FORSYTHE R. D., 1982 - The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. *J. Geol. Society of London*, 139: 671-682.

- FRAKES L.A., 1985 - A preliminary model for subaqueous-glacial and post-glacial sedimentation in intra-continental basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 51:347-356.
- FRIEDMAN G.M. & SANDERS J.E., 1978 - Principle of sedimentology, Wiley, New York.
- GAIR H.S., STURM A., CARRIER S.J. & GRINDLEY G.W., 1969 - The geology of northern Victoria Land, sheet 13. *In*: V.C. Bushnell & C. Craddock (Eds.), *Geological map of Antarctica*, Antarctic Map Folio Series, American Geographical Society, New York, folio 12, plate 12.
- GALE S.J. & HOARE P.G., 1991 - Quaternary Sediments. Petrographic methods for the study of unlithified rocks. Belhaven Press: 319pp.
- GIGLIO F., FRIGNANI M., LANGONE L. & RAVAIOLI M., 1998 - Ricostruzioni paleoclimatiche tardoquaternarie nel Mare di Ross: analisi delle caratteristiche biogeniche del sedimento. Evidenze sull'arretramento della calotta glaciale. Workshop "Ricostruzioni paleoclimatiche dai sedimenti marini del Mare di Ross (Antartide) e dell'Oceano Meridionale. Trieste, 26-27 novembre 1998: 20.
- GORDON A.L. & MOLINELLI E., 1982 - Southern Ocean atlas: Thermocline and chemical distributions. Columbia Univ. Press, New York.
- GRIFFIN J.J., WINDOM H. & GOLDBERG E.D., 1968 - The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Res.*, 15: 433-459.
- GROUSSET F., LATOUCHE C. & PARRA M., 1982 - Late Quaternary sedimentation between the Gibbs fracture and the Greenland basin: mineralogical and geochemical data. *Mar. Geol.*, 47: 303-330.
- GROVE J., 1988 - The Little Ice Age. Methuen, London.
- GUST D.A., BIDDLE K.T., PHELPS D.W. & ULIANA M.A., 1985 - Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in Southern South America. *Tectonophysics*, 16: 223-253.
- HAMBLIN W.K., 1962 - X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments. *Petrology*, 32 (2): 201-210.
- HAMON B.V. & GODFREY J.S., 1978 - The role of the oceans. *In*: Pittock A.B., Frakes L.A., Janssen D., Peterson J.A. & Zillman J.W., (Eds), *Climatic Changes and Variability: A Southern Perspective*. Cambridge University Press, New York: 31-52.
- HAYES D.E. & DAVEY F.J., 1975 - A geophysical study of the Ross Sea, Antarctica. *In*: D.E. Hayes, L.A. Frakes et al., (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C.: 887-907.
- HAYES D.E. & FRAKES L.A., 1975 - General synthesis. *In*: D.E. Hayes, L.A. Frakes et al., (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C.: 919-942.
- HAYES D.E. *et al.*, 1975a - Sites 270, 271, 272. *In*: D.E. Hayes, L.A. Frakes et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C.: 919-942.
- HERB R., 1971 - Distribution of recent benthic foraminifera in the Drake Passage. *Biology of Antarctic Seas IV, Antarct. Res. Ser.*, 17: 251-300.
- HERMAN Y., 1972 - Quaternary eastern Mediterranean sediments: Micropaleontology and climatic record. *In*: D.J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pa.: 129-147.
- HERON-ALLEN E. & EARLAND A., 1932 - Foraminifera. Part. I. The ice-free area of the Falkland Islands and adjacent seas. *Discovery Reports*, VI: 291-460.
- HEUSSER C.J. & RABASSA J., 1987 - Cold climatic episode of younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature*, 328 (6131): 609-611.
- HEUSSER C.J. & STREETER S., 1980 - A temperature and precipitation record of the past 16,000 years in Southern Chile. *Science*, 210: 1345-1347.

- HEUSSER C.J., 1974 - Vegetation and climate of the Southern Chilean District during and since the last interglaciation. *Quaternary Research*, **4**: 290-315.
- HEUSSER C.J., 1981 - Palynology of the last interglacial-glacial cycle in mid-latitude of Southern Chile. *Quaternary Research*, **16**: 293-321.
- HEUSSER C.J., 1983 - Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua. *Science*, **219**: 1429-1432.
- HEUSSER C.J., 1987 - Quaternary vegetation of Southern South America. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **5**: 197-222.
- HEUSSER C.J., 1989 - Polar perspective of late-Quaternary climates in the southern hemisphere. *Quaternary Research*, **32**: 60-71.
- HOUGHTON J.T., 1991 - Climate change. *EarthQuest*, **5** (1).
- HOUTZ R.E. & DAVEY F.J., 1973 - Seismic profiler and sonobuoy measurements in the Ross Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **78**: 3448-3468.
- HOUTZ R.E. & MEIJER R., 1970 - Structure of the Ross Sea shelf from profiler data. *J. Geophys. Res.*, **75**: 6592-6597.
- HUGHES T.J., 1977 - West Antarctic ice stream. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**: 1-46.
- HUNTLEY B. & PRINTICE I.C., 1988 - July temperatures in Europe from pollen data 6000 years before present. *Science*, **241**: 687-690.
- IMBRIE J. & IMBRIE K.P., 1986 - Ice ages. Harvard University Press, London 1986.
- INGLE C. J. JR, KELLER G. & KOLPACK R.L., 1980 - Benthic foraminiferal biofacies, sediments and water masses of the southern Peru-Chile trench area, southeastern Pacific Ocean. *Micropal.*, **26** (2): 113-150.
- JACOBS S.S., AMOS A.F. & BRUCHAUSEN P.M., 1970 - Ross Sea oceanography and Antarctic bottom ecore formation. *Deep Sea Res.*, **17**: 935-962.
- JENNINGS A.E., XIAO J., LICHT K.J. & ANDREWS J.T., 1995 - Benthic foraminiferal assemblages from the western Ross Sea: approximately 30,000 years ago to present. *Antartic J.*, **XXX** (5): 26-28.
- JONES P.D., WINGLEY T.M.L. & WRIGHT P.B., 1986 - Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, **322**: 430-434.
- JORISSEN F.J., 1987 - The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Mar. Micropaleontol.*, **12**: 21-48.
- JORISSEN F.J., 1988 - Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, **31**: 176pp.
- JORISSEN F.J., ASIOLI A., BORSETTI A.M., CAPOTONDI L., DE VISSER J.P. HILGEN F.J., ROHLING E.J., VAN DER BORG K., VERGNAUD GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J., 1993 - Late Quaternary central Mediterranean biochronology. *Mar. Micropal.*, **21**: 169-189.
- JOUZEL J., LORIS C., PETIT J.R., GENTHON C., BARKOV N.I., KOTLYAKOV V.M. & PETROV V.M., 1987 - Vostok ice core: a continuous isotopoglaciation across the Ross Sea continental shelf: ice sheet or ice shelf? VII International Symposium on Antarctic Earth Science, 10-15 September 1995, Siena, Abstract.
- KAMB B. & LA CHAPPELLE E., 1964 - Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock. *J. Claciol.*, **5**: 159-172.
- KELLOGG T.B., OSTERMAN L.E. & STUIVER M., 1979 - Late Quaternary sedimentology and benthic foraminiferal paleoecology of the Ross Sea, Antarctica. *Jour. Foram. Res.*, **9** (4): 322-335.
- KELLOGG T.B. & KELLOGG D.A., 1988 - Antarctic cryogenic sediments: biotic and inorganic facies of ice shelf and marine-based ice sheet environments. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 51-74.
- KELLOGG T.B., TRUESDALE R.S. & OSTERMAN L.E., 1979a - Late Quaternary extent of the West Antarctic Ice Sheet: new evidence from Ross Sea cores. *Geology*, **7**: 249-253.

- KENNETT J.P., 1966 - Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica. *Science*, **153**: 191-193.
- KENNETT J.P., 1977 - Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *J. Geophys. Res.*, **82**: 3843-3860.
- KUBLER B., 1968 - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **2**: 385-397.
- KUKAL Z., 1971 - *Geology of recent sediments*. Academic press, New York:490pp.
- LEES A. & BULLER A.T., 1972 - Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, **13**: M67-M73.
- LICHT K.J., DUNBAR N.W., JENNINGS A.E. & ANDREWS J.T., 1999 - Distinguishing subglacial till and glacial marine diamictos in the western Ross Sea, Antarctica: Implications for a last glacial maximum grounding line. *GSA Bull.*, **111** (1):91-103.
- LICHT K.J., JENNINGS A.E., ANDREWS J.T. & WILLIAMS K.M., 1996 - Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. *Geol.*, **24** (3): 223-226.
- LOI B., 1996 - Foraminiferi recenti dello Stretto di Magellano (Cile): analisi quantitativa delle associazioni ed applicazioni allo studio paleoclimatico di tafocenosi plio-pleistoceniche. Tesi di laurea inedita, Università di Torino.
- LONGINELLI A., 1996 - La geochimica isotopica: un ulteriore strumento per studi oceanografici e limnologici. Atti dell'11° Congresso A.I.O.L., Sorrento, 26-28 ottobre 1994: 61-78.
- LUZ B. & BERNSTEIN M., 1976 - Planktonic foraminifera and quantitative paleoclimatology of the eastern Mediterranean. *Mar. Micropal.*, **1**: 307-323.
- MACKENSEN A., FUTTERER D.K., GRABE H. & SCHMIEDL G., 1993 - Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57°S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Mar. Micropaleont.*, **22**:33-69.
- MARINONI L., COLIZZA E., SETTI M. & MONTI M., 1996 - Mineralogical and granulometric study of marine sediments cores from the Strait of Magellan (Southern Chile). *Abstract in 76° Convegno SIMP*, Bologna: 139-141.
- MARINONI L., SETTI M. & SOGGETTI F., 1997 - Mineralogy of sea-bottom sediments from the Strait of Magellan. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, **38**: 281-292.
- MC KNIGHT W.M. jr., 1962 - The distribution of foraminifera off parts of the Antarctic coasts. *Bull. Am. Paleont.*, **44**: 65-158.
- MEDEIROS C. & KJERFVE B., 1988 - Tidal characteristics of the Strait of Magellan. *Cont. Shelf Res.*, **8**: 947-960.
- MELIS R., D'ONOFRIO S., SALVI G. & PUGLIESE N., 1994 - Aspetti micropaleontologici di alcune carote del settore occidentale del Mare di Ross. Incontro di studio "Glaciologia e Paleoclima". Roma 20-21 giugno 1994.
- MELIS R., PUGLIESE N. & SALVI G., 1997 - Foraminifera and Ostracoda of Antarctic late quaternary shelf sediments: their utilisation in paleoenvironmental variation. 1<sup>st</sup> Conf. "Application of Micropaleontology in Environmental Science" Tel Aviv, Israel, 15-20 giugno, 1997. Abstract: 84-85.
- MELIS R., SALVI G., DINI M., D'ONOFRIO S. & PUGLIESE N., 1997 - Micropaleontologica aspects of some cores of the western Ross Sea (Antarctica). *Terra Antarctica*, **1**: 97-102.
- MELIS R., PUGLIESE N., SALVI G., BOSCHETTI S. & PIZZOLATO F., *in press* - Micropalaeological results of three cores located in the western Magellan Strait (MB91/47-MB91/40-Mb91/54R). *Terra Antarctica*.
- MERCER J.H., 1968 - Variations of some Patagonian glaciers since the late glacial: I, *American Journal of Science*, **266**: 91-109.

- MERCER J.H., 1970 - Variations of some Patagonian glaciers since the late glacial: II, *American Journal of Science*, **269**: 1-25.
- MERCER J.M., 1976 - Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, **6**: 125-166.
- MEYERS P., 1994 - Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, **144**: 289-302.
- MILAM R. W. & ANDERSON J. B., 1981 - Distribution and ecology of recent benthonic foraminifera of Adelie George V continental shelf and slope, Antarctica. *Mar. Micropal.*, **6**: 297-325.
- MILLER A., 1976 - The climate of Chile. In: W. Schwerdtfeger (Ed.), *Climates of Central and South America*, World Survey of Climatology, **12**: 113-145.
- MILLIMAN J.D. & DROXLER A., 1996 - Neritic and pelagic carbonate sedimentation in the marine environment: ignorance is not bliss. *Geol. Rundsch.*, **85**: 496-504.
- MILLIMAN J.D., 1974 - Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates, Part 1. Springer-Verlag, New York: 375 pp.
- MILLIMAN J.D., 1993 - Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a non steady state. *Global Biogeochem.*, **7**: 927-957.
- MINOZZI K., 1999 - Analisi sedimentologiche sulla carota MB91 57R prelevata nello Stretto di Magellano (Cile). Tesina in Scienze Naturali.
- MONTESANTI A., 1998 - Indagini paleoambientali e paleoclimatiche tardo-quaternarie lungo il Margine Cileno Meridionale. Tesi di dottorato, inedita, Università di Trieste.
- MORGAN V.I. & BUDD W.F., 1978 - Distribution, movement and melt rates of Antarctic icebergs. In: A.A. Husseiny (Ed.), *International Conference and Workshop on Iceberg Utilization for fresh Water Production, Weather Modification and Other Application*, Pergamon Press, New York.
- MORNER N.A. & SYLWAN C., 1989 - Magnetostratigraphy of the Patagonian morain sequence at Lago Buenos Aires. *Journal of South American Earth Sciences*, **2**: 385-390.
- MOSETTI F., 1984 - Caratteristiche fondamentali dell'idrologia dell'Adriatico. *Boll. Oceanog. Teor. Appl.*, **II** (2): 169-193.
- MURREAY J. W., 1992 - Distribution and population dynamic of benthic foraminifera from the southern North Sea. *J. Foram. Res.*, **22** (2): 128-144.
- MURREY J.W., 1991 - Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific & Technical. 397pp.
- NELSON C.S., 1988 - An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. In C.S. Nelson (Ed.): *Non-tropical shelf carbonates - Modern and ancient*. *Sediment. Geol.*, **60**: 3-12.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C., 1996 - The late glacial and early holocene: chronology and paleoclimate. *Il Quaternario*, **9** (2): 439-444.
- OROMBELLI G., 1979 - La paleoclimatologia: brevi cenni introduttivi. In "Atti del primo convegno di meteorologia appenninica, Reggio Emilia, 7-10 aprile 1979", Reggio Emilia, 1979: 589-611.
- OROMBELLI G. & MASON P. (In press) - Holocene glacier fluctuations in the Italian alpine region.
- OSTERMAN L.E. & KELLOGG T.B., 1979 - Recent benthic foraminiferal distribution from the Ross Sea, Antarctica: relation to ecologic and oceanographic conditions. *J. Foram. Res.*, **9**: 250-269.
- PANELLA S., MICHELATO A., PERDICARO R., MAGAZZÙ G., DECEMBRINI F. & SCARAZZATO P., 1991 - A preliminary contribution to understanding the hydrological characteristics of the Strait of Magellan: Austral Spring 1989. *Boll. Ocean. Teor. Appl.*, **IX** (3): 107-126.
- PARKER F.L., 1958 - Eastern Mediterranean foraminifera. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped.*, 1947-1948, **4**: 217-283.



- PASSEGA R., RIZZINI A. & BORGHETTI G., 1967 - Transport of sediments by waves, Adriatic coastal shelf Italy. *A.A.P.G. Bulletin*, **51** (7): 1304-1309.
- PETSCHICK R., KUHN G. & GINGELE F., 1996 - Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport and relation to oceanography. *Mar. Geol.*, **130**: 203-229.
- PETTENELLO A., 1995/1996 - Analisi tettonica strutturale e caratteri sismostratigrafici del settore pacifico dello Stretto di Magellano (Cile meridionale). Tesi di laurea in Scienze Geologiche.
- PICKARD G.L. & EMERY W.J., 1990 - Descriptive Physical Oceanography. Pergamon Press, New York: 320 pp.
- PORTER S., 1981 - Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, **16**: 263-292.
- PORTER S.C. & OROMBELLI G., 1985 - Glacial contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps: evidence and implications. *Geology*, **13**: 296-298.
- PORTER S.C., CLAPPERTON C.M. & SUDGEN D.E., 1992 - Chronology and dynamics of deglaciation along and near the Strait of Magellan, southernmost South America. In: Quaternary Stratigraphy, Glacial Morphology and Environmental Changes, edito da A.M. Robertson, B. Ringberg, U. Millere, L. Brunnberg, Sveriges Geologiska Undersokning Research series Paper, **8**: 223-239.
- PORTER S.C., STUIVER M. & HEUSSER C.J., 1984 - Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America. *Quaternary Research*, **22**: 59-67.
- PRAHL F.G., ERTEL J.R., GO-I M.A., SPARROW M.A., EVERSMEYER B., 1994 - Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**: 3045-3048.
- PRESTI M., 1998 - Aspetti sedimentologici tardo-quadernari del Margine Cileno Meridionale. Tesi di laurea, Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine - Università di trieste.
- PROTOPALTI I., FANZUTTI G.P. & LANDUCCI C., 1998 - Contributi dell'immagine analysis alla caratterizzazione paleoambientale di sequenze sedimentarie del Mare di Ross occidentale. Workshop "Ricostruzioni paleoclimatiche dai sedimenti marini del Mare di Ross (Antartide) e dell'Oceano Meridionale. Trieste, 26-27 novembre 1998: 54-55
- PUDSEY C.J., 1992 - Late Quaternary changes in Antarctic Bottom water velocity inferred from sediments grain size in the Northern Weddell Sea. *Mar. Geol.*, **107**: 9-33.
- PUJOL C. & VERGNAUD-GRAZZINI C., 1989 - Paleooceanography of the last deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminifera records. *Mar. Micropaleont.*, **15**: 153-179.
- QUAIA T., MARINONI L. & SETTI M., 1996 - Clay minerals in late quaternary sediments from core ANTA 91-8 (Ross sea, Antarctica). *Abstract in 76° Convegno SIMP*, Bologna: 181-182.
- RABASSA J. & CLAPPERTON C.M., 1990 - Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Review*, **9**: 153-174.
- RABASSA J., 1983 - Glaciologia Antártica. In: Destéfani, L. (Ed.), *Historia Maritima Argentina*, **1**: 477-511.
- RABASSA J., BUJALESKY G.G., MEGLIOLI A., CORONATO A., GORDILLO S., ROIG C. & SALEMME M., 1992 - The quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. In: Quaternary Stratigraphy, Glacial Morphology and Environmental Changes, edito da A.M. Robertson, B. Ringberg, U. Millere, L. Brunnberg, Sveriges Geologiska Undersokning, Serie Ca: Avhandlingar-och-Uppsaster-i-4249-256.
- RABASSA J., HEUSSER C. & RUTTER N., 1990b - Late glacial and Holocene of Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South Americaa and Antartic Peninsula*, **7**: 327-351.
- RADOK U., STRETEN N. & WELLER G., 1975 - Atmosphere and ice. *Oceanus*, **18**: 17-27.

- RAEDEKE L.D., 1978 - Formas del terreno y depositos cuaternarios, Tierra del Fuego, Chile. *Rev. Geol. Del Chile*, 5: 3-31.re 1998.
- RAMOS V.A., 1989 - Andean foothill structures in Northern Magellanes Basin, Argentina. *A.A.P.G. Bull.*, 73 (7): 887-903.
- RAO C.P. & NELSON C.S., 1992 - Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand. *Marine Geology*, 103: 273-286.
- RAO C.P., 1996 - Modern carbonates. Tropical temperate polar. An introduction to sedimentology and Geochemistry. University of Tasmania, Australia: 206 pp.
- RICCI C.A., 1991 - Rocce e storia geologica. In: C. Baroni (Ed.) *Antartide: Il cuore bianco della Terra*, Studio Enrico Rainero: 52-57.
- ROBERTS H.H., 1972 - X-ray radiography of recent carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 9: 1163-1172.
- ROBIN ROSS C., 1984 - Hyaline balthica and its late quaternary paleoclimatic implications: strait of Sicily. *J. of Foram. Res.*, 14 (2): 1334-139.
- ROHLING E.J. & DE RIJK S., 1999 - Holocene climate optimum and last glacial maximum in the Mediterranean: the marine oxygen isotope record. *Mar. Geol.*, 153: 57-75.
- ROMANKEVICH E.A., 1984 - *Geochemistry of organic matter in the ocean*. Springer Verlag Berlin, 334 pp.
- ROMERO H., 1985 - *Geografia de los climas*. Geografia de Chile, Tomo Xi, Instituto Geografico Militar: 243 pp.
- ROSI M. & SBRANA A. (Eds.), 1987 - Phlegrean Fields. *Quad. Ric. Sci.*, C.N.R. Roma 114 (9): 175 pp.
- RUDDIMAN W.F. & MCINTYRE A., 1976 - Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600000 years. In Cline R.M. & Hays J.D. (Eds): *Investigation of the late quaternary paleoceanography and paleoclimatology*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 145: 111-446.
- RYAN W.B.F., 1972 - Stratigraphy of late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pa.: 149-169.
- SALVI G., 1995 - Eventi nell'evoluzione tardo-quaternaria di un settore del Mare di Ross (Antartide) e dello Stretto di Magellano (Ramo Pacifico). Tesi di dottorato, inedita, Università di Trieste: 103pp.
- SCHMIEDL G. & MACKENSEN, 1995 - Late Pleistocene benthic foraminifera in the south Atlantic ocean: glacial to interglacial contrasts in response to change in productivity and deep water circulation. Abstract, V Int. Conf. On Paleoceanography (Halifax N.S., Canada, October 10-14, 1995): 203.
- SETTI M., MARINONI L., LÓPEZ-GALINDO A. & BEN ABOUD A., 1997 - XRD, SEM and TEM investigation of smectites of core Ciro-1 (Ross Sea, Antartica). *Terra Antartica*, 4 (2): 119-125.
- SETTI M., QUAIÀ T., MARINONI L., LÓPEZ-GALINDO & BRAMBATI A., 1998 - Mineralogia e cristallografica delle argille nella carota ANTA91-8 (Mare di Ross): implicazioni paleoclimatico-ambientali. Workshop "Ricostruzioni paleoclimatiche dai sedimenti marini del Mare di Ross (Antartide) e dell'Oceano Meridionale. Trieste, 26-27 novembre 1998: 59-60.
- SGARELLA F., 1988 - Interpretazione paleoclimatica di due carote profonde del Tirreno. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 27: 33-55.
- SHACKLETON N.J., 1965 - Some variations in the technique for measuring carbon and oxygen isotopes ratio in small quantities of calcium carbonate. In: Tongiorgi (Ed.) "*Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*", Spoleto: 155-159.
- SHACKLETON N.J., 1967 - Oxygen isotope analyses and pleistocene temperature reassessed. *Nature*, 215: 15-17.

- SINGER A., 1984 - The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments: a review. *Earth-Science Reviews*, 21: 251-293.
- STEIN R., 1986a - Surface water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean. In: Degens E.T. et al. (Eds), *Biochemistry of Black Shales, Mitt. Geol. Paleont. Inst. Univ. Hamburg*, 60: 55-70.
- STEIN R., 1986b - Organic carbon and sedimentation rate. Further evidence for anoxia deep-water condition in the Cenomanian/Turonian Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 72:199-209.
- STEIN R., 1991 - Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments. Edited by Somdev Bhattecharji, Gerard M. Friedman, Horst J. Neugebauer and Adolf Seilacher.: 217 pp.
- STEIN R., GROBE H. & WAHSNER M., 1994 - Organic carbon, carbonate and clay mineral distribution in eastern central Arctic Ocean surface sediments. *Mar Geol.*, 119:269-285.
- STEIN R., LITCKE R., STAX R & WELTE D.H., 1989 - Quantity, provenance and maturity of organic matter at ODP Sites 645, 646 and 647: Implications for reconstruction of paleoenvironments in Baffin Bay and Labrador Sea during Tertiary and Quaternary time. In: Srivastava S.P., Arthur M.A. et al., *Proc. ODP Sci. Results*, 105, College Station, Tx (Ocean Drilling Program): 185-208.
- STEIN R., RUTTKOTTER J., & WELTE D.H., 1989 - Accumulation of organic carbon rich sediments in the Late Jurassic and Cretaceous Atlantic Ocean. A synthesis. *Chem. Geol.*, 56: 1-32.
- STEVENSON K.J. & CHENG C.N., 1972 - Organic geochemistry of the Argentinine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and quaternary correlations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 653-671.
- STUIVER M., DENTON G.H., HUGHES T.J. & FASTOOK J.L., 1981 - History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation: A working hypothesis, in the last great ice sheet, Ed. G.H. Denton & T.J. Hughes, New York: 319-349.
- SUESS E., 1980 - Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilisation. *Nature*, 288: 260-263.
- TALJAARD J.J., 1972 - Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. *Meteorological Monographs*, 13: 139-213.
- TESTA S., MAROCCO R., PIRINI-RADRIZZANI C., PRINCIVALLE F. & VERGNAUD GRAZZINI C., 1990 - Paleoclimatic record of the past 30.000 years in the Ligurian Sea: evidence provided by oxygen isotopes, foraminifera and clay minerals. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, VIII (3): 177-195.
- THOMPSON L. B., 1978 - Distribution of living benthic foraminifera, Isla de Los Estados, Tierra del Fuego, Argentina. *Jour. Foram. Res.*, 8 (3): 241-257.
- THOMSON J., MERCONE D., DE LANGE G.J. & VAN SANTVOORT P.J.M., 1999 - Review of recent advances in the interpretation of eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence. *Mar. Geol.*, 153: 77-89.
- THOREZ J., 1976 - Practical identification of clay minerals. *A handbook for teacher and students in clay mineralogy*. G. Lelotte (Ed.), Dison (Belgique): 80 pp.
- THUNELL R.C., WILLIAMS D.F. & KENNETT J.P., 1978 - Late quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in eastern Mediterranean deep-sea sediments. *Mar. Micropal.*, 2: 371-388.
- TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., CORREGGIANI A., VIGLIOTTI L. & ACCORSI C.A., 1996 - Transgressive offshore deposits on the central Adriatic shelf: Architecture complexity and the record of the Younger Dryas short-term event. *Il Quaternario*, 9 (2): 753-762.
- TRUESDALE R.S. & KELLOGG T.B., 1979 - Ross Sea diatoms: modern assemblage distribution and their relationship to ecologic, oceanographic and sedimentary conditions. *Mar. Micropaleontol.*, 4: 13-31.

- TSAKIRIDOU E., 1997 - Studio paleoambientale di due carote del Mare Egeo meridionale (Bacino di Iraklion) - Grecia. Dottorato di ricerca in Scienze ambientali (Scienza del Mare), 140pp.
- ULIANA M.A., GUST D.A., BIDDLE K.T. & PHELPS D.W., 1986 - Volcanismo y estension jurasica media superior en el extremo austral de America del Sur. *Revista, Asociacion Geologica Argentina*, XL (3-47): 231-253.
- VANNEY J.R., FALCONER R.K.H. & JOHNSON G.L., 1981 - Geomorphology of the Ross Sea and adjacent ocean provinces. *Mar. Geol.*, 41: 73-102.
- VERGNAUD GRAZZINI C. & PIERRE C., 1992 - The carbon isotope distribution in the deep  $\Sigma\text{CO}_2$  and benthic foraminifers of the Alboran Basin, western Mediterranean: implications for variations in primary production levels since the last deglaciation. *Mar. Micropaleont.*, 19: 147-161.
- VEZZOLI L. (Ed.) 1988 - Island of Ischia. *Quad. Ric. Sci.*, C.N.R. Roma, 114 (10): 126pp.
- VIOLANTI D., 1996 - Taxonomy and distribution of recent benthic foraminifers from Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica), Oceanographic Campaign 1987/1988. *Palaeontographia Italica*, 83: 25-71.
- WALSH J.J., 1989 - How much shelf production research in deep sea? In: Berger W.H. et al. (Eds), Productivity of the Ocean: Past and Present. Wiley & Sons, *Life Sci. Res. Rep.*, 44: 175-192.
- WANG D. & HESSE R., 1996 - Continental slope sedimentation adjacent to an ice margin. II. Glaciomarine depositional facies on Labrador Slope and glacial cycles. *Mar. Geol.*, 135: 65-96.
- WEERTMAN J., 1961 - Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of ice caps and ice sheets. *J. Glaciol.*, 3: 965-978.
- WENTWORTH C.K., 1922 - A scale of gradead clasters for clastic sediments. *J. Geol.*, 30: 377-392.
- WHEATCROFT R.A., 1990 - Preservation potential of sedimentary event layers. *Geology*, 18: 843-845.
- WHILLANS I.M., 1978 - *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie & Son, London: 308 pp.
- WIESNER H., 1931 - Die Foraminiferen der Deutschen Südpolar-Expedition 1901-1903. In Deutsche Südpolar-Expedition, XX (Zoologie): 53-156.
- WILSLOW M.A., 1982 - The structural evolution of the Magellanes Basin and Neotectonics in the Southernmost Andes. In: C. Craddock (Ed.) Antarctic Geosciences. I.U.G.S., 4: 143-154.
- WILSON M.J., 1987 - *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*. Blackie & Son, London: 308 pp.
- WILSON T.J., 1983 - Stratigraphic and structural evolution of the Ultima Esperanza foreland foldthrust belt, Patagonian Andes, southern Chile. New York, Columbia University: 360 pp.
- WRIGHT H.E. Jr. 1989 - In the Geology of North America: an overview (Eds. Bally A.V. & Palmer A.R.), *Geol. Soc. Am. Boulder*: 513-536.
- WRIGHT R., ANDERSON J.B. & FISCO P.P., 1983 - Distribution and association of sediment gravity low deposits and glacial/glacial marine sediment around the continental margin of Antarctica. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial-Marine Sedimentation*, Plenum Press, New York: 265-300.
- ZAFIRIOU O.C., GAGOSIAN R.B., PELTZER E.T. & LODER T., 1985 - Air-to-sea fluxes of lipids at Encwetak Atoll. *Journ. Geophys. Res.*, 90: 2409-2423.
- ZAMORA M. & SANTANA A., 1981 - Características climáticas del área central della Provincia de Magellanes, XII Region. Instituto de la Patagonia, Informe Final Proyecto, Punta Arenas: 100 pp.

ZUBAKOV V.A. & BORZENKOVA I.I., 1990 - Climatic changes through late glacial and postglacial 16-0Ka PB.. In : *Global Palaeoclimatic of the Late Cenozoic. Elsevier.* 251-311.

ZWALLY H.J., COMISO J.C., PARKINSON C.L., CAMPBELL W.J., CARSEY F.D. & GLOERSEN P., 1983 - Antarctic sea ice 1973 -1976: Satellite passive - microwave observations. *NASA Spec. Publ.* 459, NASA, Washington D.C.

## Ringraziamenti

Desidero ringraziare tutti coloro che in vario modo hanno contribuito alla realizzazione di questo mio lavoro:

Il mio tutore, Prof. **Antonio Brambati** che, con la sua disponibilità e i suoi preziosi consigli mi ha seguito per lunghi anni, sia durante l'elaborazione della tesi di laurea sia nello svolgimento di questa ricerca.

La Dott.ssa **Ester Colizza**, per il suo costante sostegno ed il suo generoso e proficuo aiuto.

La Dott.ssa **Romana Melis**, per una prima interpretazione micropaleontologica.

Il Dott. **Furio Finocchiaro**, per i continui ed interessanti scambi di idee sulla carota Antartica.

Il personale del laboratorio di **Geochimica Isotopica**, Dott.sse **Barbara Stenni** e **Paola Iacumin** e Dott. **Onelio Flora**, che mi sono stati guida nell'analisi ed elaborazione dei dati isotopici.

I tecnici, signori **Mauro Bussi** e **Cristiano Landucci**, che hanno validamente contribuito alla soluzione di ogni problema.

Il Dott. **Luigi Marinoni**, per l'analisi dei minerali argillosi.

Il Dott. **Massimo Presti** che mi è stato di grande aiuto nelle analisi degli isotopi.

La mia amica **Erika** (Dott.ssa **Erika Tsakiridou**), che mi ha aiutato nell'analisi ed elaborazione micropaleontologica della carota prelevata in Adriatico.

Inoltre grazie di cuore a:

**Stefano** (Dott. **Stefano Del Secco**), coinvolto sempre nel risolvere problemi grafici dell'ultimo momento.

**Iò** (Dott.ssa **Ioanna Protopsalti**), mia compagna di stanza e .....di avventura sempre pronta a darmi il suo sostegno e tutta la sua disponibilità.

**Eli** (Dott.ssa **Elisa Martecchini**) presente sempre e anche in questa circostanza, nella mia vita e nel superamento di ogni difficoltà.

Il mio "**Angelo Custode**", ossia mio fratello **Giangi** (Dott. **Gianguido Salvi**) senza il quale non credo che sarei riuscita a portare a termine questo mio lavoro.

**Mamma e papà**.....per tutto!!!!!!!

**Francesco**, mio marito e mio sostegno nel duplice laborioso parto: **Carolina** e questa tesi di dottorato.