



APAT

*Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici**

DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Organo Cartografico dello Stato (Legge N°. 68 del 2-2-1960)

QUADERNI serie III
Volume 9

**GUIDA ITALIANA ALLA CLASSIFICAZIONE
E ALLA TERMINOLOGIA STRATIGRAFICA**

a cura della

**COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA
DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA**
ACCORDO DI PROGRAMMA SGN-CNR

Daniela GERMANI ⁽¹⁾, Lucia ANGIOLINI ⁽¹⁾

con la supervisione di

Maria Bianca CITA ⁽¹⁾

(1) Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università degli Studi di Milano, Via Mangiagalli 34

* Dal 7 ottobre 2002, i Servizi Tecnici Nazionali della Presidenza del Consiglio dei Ministri: Servizi Geologico e Idrografico - Mareografico, sono confluiti nell'Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici (APAT).
Si ringrazia il Dr. NORMANNO ACCARDI per il servizio prestato in qualità di Direttore Vicario del Servizio Geologico Nazionale.

QUADERNI SERIE III

1. Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento.
2. Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida alla rappresentazione cartografica
3. Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida all'informatizzazione.
4. Carta Geomorfologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento.
5. Carta Idrogeologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento ed alla rappresentazione.
6. Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Banca dati geologici.
7. Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni:
Fascicolo I - Unità validate.
Fascicolo II - Unità non validate (Unità da abbandonare e/o da riclassificare)
Fascicolo III - Unità validate.
Fascicolo IV - Unità non validate (Unità da abbandonare e/o da riclassificare). *In preparazione*
Fascicolo V – Unità validate. *In preparazione*
8. Carta Geologica dei Mari italiani alla scala 1:250.000. Guida al rilevamento.
9. Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica.

Il rilevamento della nuova Carta Geologica d'Italia e delle carte geotematiche necessita degli strumenti normativi idonei a garantirne l'omogeneità dei contenuti e della rappresentazione; la definizione delle norme discende naturalmente dall'applicazione di *linee guida* frutto dell'attività di Commissioni e Gruppi di Lavoro.

Questa collana si propone come veicolo per lo scambio di opinioni e lo sviluppo delle tematiche trattate, intendendo favorire il dibattito tra gli operatori coinvolti nel progetto Carta Geologica mediante la stampa delle linee guida e delle norme per il rilevamento, la rappresentazione dei dati e l'informatizzazione dei prodotti, nonché - ove fosse ritenuto necessario- delle loro modifiche e/o integrazioni in corso d'uso.

Direttore responsabile : Leonello SERVA

REDAZIONE a cura del Servizio Cartografico, Relazioni e Documentazione di base

Dirigente : Normanno ACCARDI

Responsabile del Progetto CARG

Dirigente : Fabrizio GALLUZZO

Coordinamento editoriale : Maria Luisa VATOVEC

Composizione del testo : Pasquale IZZO

PRESENTAZIONE

La guida è il risultato di un lungo e paziente lavoro che ha portato alla definizione di regole, termini e metodologie che faciliteranno la comprensione e la cooperazione tra i geologi.

Scopo di questo nuovo documento è quello di rendere accessibile a tutti i ricercatori, coinvolti negli studi e nei rilevamenti per la formazione della nuova Carta Geologica d'Italia, il mondo della stratigrafia, fatto di regole, ma non solo.

Rispetto alla prima edizione pubblicata 35 anni fa (AZZAROLI e CITA, 1968) la guida si presenta, infatti, rinnovata anche in virtù delle nuove tecniche introdotte nella pratica stratigrafica a partire dalla fine degli anni '60: alcuni capitoli sono stati ampiamente riscritti, mentre altri sono inseriti ex novo; inoltre numerosi sono gli esempi tratti dalla geologia regionale italiana.

Parte del merito di questo va al Comitato Geologico che ha fortemente voluto la realizzazione della guida quale strumento di base della Carta Geologica alla scala 1:50.000 (Programma CARG).

Il compito è stato affidato alla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana attraverso la guida esperta della professoressa Maria Bianca Cita, alla quale rivolgo un particolare ringraziamento per lo sforzo profuso sia in termini scientifici che manageriali. Un ringraziamento va inoltre alle dottoresse Maria Letizia Pampaloni e Rita Maria Pichezzi che hanno operato per fornire un "servizio" alla Comunità scientifica nazionale.

È una guida indispensabile per quanti lavorano sul terreno, nonché un valido sussidio per la formazione universitaria volta a insegnare alle nuove generazioni di geologi la pratica stratigrafica.

*Il Direttore del
Dipartimento Difesa del Suolo (APAT)
Leonello Serva*

INDICE

PREMESSA	pag. 9
1. - INTRODUZIONE	11
1.1. - ORIGINE E SCOPO DELLA “GUIDA ITALIANA ALLA CLASSIFICAZIONE E ALLA TERMINOLOGIA STRATIGRAFICA”	11
1.2. - LA COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA	12
1.3. - PROCEDURE PER MODIFICARE LA PRESENTE GUIDA	14
BIBLIOGRAFIA	14
2. - PRINCIPI DI CLASSIFICAZIONE STRATIGRAFICA	15
2.1. - LA STRATIGRAFIA: DEFINIZIONE E SCOPO	15
2.2. - LA CLASSIFICAZIONE STRATIGRAFICA	15
2.3. - UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE ED UNITÀ GEOCRONOLOGICHE	16
2.4. - UNITÀ TETTONOSTRATIGRAFICHE	17
BIBLIOGRAFIA	18
3. - DEFINIZIONI E PROCEDURE	20
3.1. - DEFINIZIONI	20
3.2. - PROCEDURE PER STABILIRE E REVISIONARE LE UNITÀ STRATIGRAFICHE	21
3.2.1. - <i>Definizione, caratterizzazione e descrizione</i>	21
3.2.2. - <i>Requisiti speciali per stabilire le unità del sottosuolo</i>	22
3.2.3. - <i>Denominazione delle unità stratigrafiche</i>	23
3.2.4. - <i>Pubblicazione</i>	25
3.2.5. - <i>Revisione o ridefinizione di unità stratigrafiche precedentemente istituite</i>	26
BIBLIOGRAFIA	26
4. - STRATOTIPI E LOCALITÀ TIPO	27
4.1. - STORIA	27
4.2. - GLI STRATOTIPI NELLA DEFINIZIONE E CARATTERIZZAZIONE DELLE UNITÀ STRATIGRAFICHE	28
4.3. - DEFINIZIONI	28
4.4. - REQUISITI PER GLI STRATOTIPI	29
4.5. - REQUISITI PER LE LOCALITÀ-TIPO DI CORPI ROCCIOSI IGNEI O METAMORFICI NON STRATIFICATI	30
BIBLIOGRAFIA	30
5. - LITOSTRATIGRAFIA	32
5.1. - INTRODUZIONE	32
5.2. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE	32
5.3. - PROCEDURE PER STABILIRE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE	34
5.4. - ESEMPIO DI FORMALIZZAZIONE	36
BIBLIOGRAFIA	37
6. - BIOSTRATIGRAFIA	39
6.1. - INTRODUZIONE	39
6.2. - I FOSSILI	39
6.2.1. - <i>Fossili rimaneggiati</i>	39
6.2.2. - <i>Fossili infiltrati</i>	39
6.2.3. - <i>Fossili in sezioni condensate</i>	40
6.3. - CLASSIFICAZIONE BIOSTRATIGRAFICA	40
6.3.1. - <i>Definizioni</i>	40
6.4. - ZONE BIOSTRATIGRAFICHE	41
6.4.1. - <i>Procedure per la definizione delle biozone</i>	44
6.4.2. - <i>Denominazione delle unità biostratigrafiche</i>	44

6.5.	- ESEMPI ITALIANI	44
6.6.	- BIOCRONOLOGIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI	46
6.6.1.	- <i>Esempio italiano di applicazioni biocronologiche in depositi continentali</i>	47
	BIBLIOGRAFIA	48
7.	- UNITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICHE	56
7.1.	- LA MAGNETOSTRATIGRAFIA	56
7.2.	- IL MAGNETISMO DELLE ROCCE	57
7.3.	- DEFINIZIONI	57
7.4.	- TIPI DI UNITÀ DI POLARITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICA	58
7.5.	- PROCEDURE PER ISTITUIRE ED ESTENDERE LE UNITÀ DI POLARITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICA	58
7.6.	- DENOMINAZIONE DELLE UNITÀ DI POLARITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICA E STORIA DELLA NOMENCLATURA IN MAGNETOSTRATIGRAFIA	59
7.6.1.	- <i>Denominazione</i>	59
7.6.2.	- <i>Cenni storici sulla nomenclatura in magnetostratigrafia</i>	60
7.7.	- RAPPORTI CON ALTRI TIPI DI UNITÀ STRATIGRAFICHE	61
7.8.	- IL PROBLEMA DEL “TEMPO MAGNETICO”	61
7.9.	- COSTRUZIONE DELLA SCALA TEMPO DELLE POLARITÀ GEOMAGNETICHE (GPTS)	62
7.9.1.	- <i>Dati paleomagnetici provenienti da rocce magmatiche datate radiometricamente</i>	62
7.9.2.	- <i>Dati paleomagnetici provenienti da rocce sedimentarie datate radiometricamente e/o biostratigraficamente</i>	62
7.9.3.	- <i>Dati paleomagnetici provenienti dall'interpretazione delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici</i>	63
7.10.	- CONCLUSIONI	63
7.11.	- ESEMPI ITALIANI	64
	BIBLIOGRAFIA	66
8.	- UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE	75
8.1.	- DEFINIZIONI	75
8.2.	- TIPI DI UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE	75
8.2.1.	- <i>Unità cronostratigrafiche gerarchiche</i>	75
8.2.2.	- <i>Unità cronostratigrafiche non gerarchiche</i>	76
8.3.	- STRATOTIPI DEI LIMITI	77
8.4.	- LA SCALA CRONOSTRATIGRAFICA STANDARD	78
8.5.	- CRONOCORRELAZIONI	79
	BIBLIOGRAFIA	80
9.	- UNITÀ A LIMITI INCONFORMI (UNCONFORMITY-BOUNDED STRATIGRAPHIC UNITS, UBSU)	83
9.1.	- INTRODUZIONE	83
9.2.	- NATURA DELLE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI	84
9.3.	- DEFINIZIONI	85
9.4.	- TIPI DI UNITÀ A LIMITI INCONFORMI	85
9.4.1.	- <i>Tipi e gerarchia</i>	85
9.4.2.	- <i>Rapporti con altri tipi di unità</i>	86
9.5.	- PROCEDURE PER ISTITUIRE ED ESTENDERE LE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI	86
9.6.	- DENOMINAZIONE DELLE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI	87
9.7.	- APPLICAZIONE DELLE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI: ESEMPI ITALIANI	87
	BIBLIOGRAFIA	88

ALTRE TECNICHE IN STRATIGRAFIA	95
10. - INTRODUZIONE	97
BIBLIOGRAFIA	97
11. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE	98
11.1. - INTRODUZIONE	98
11.2. - CONCETTI BASE DELLA STRATIGRAFIA SEQUENZIALE	98
11.2.1. - <i>Concetti e definizioni della stratigrafia sequenziale</i>	98
11.2.1.1. - Terminologia introduttiva	98
11.2.1.2. - Sequenze	99
11.2.1.3. - Organizzazione interna delle sequenze	100
11.2.1.4. - Successioni di sequenze	102
11.3. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI CARBONATICI MARINI	103
11.3.1. - <i>Introduzione</i>	103
11.3.2. - <i>Organizzazione delle sequenze dei depositi carbonatici</i>	103
11.4. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI CONTINENTALI	104
11.5. - CONCLUSIONI	104
11.6. - ESEMPI ITALIANI	105
BIBLIOGRAFIA	107
12. - STRATIGRAFIA CHIMICA	117
12.1. - INTRODUZIONE	117
12.2. - DEFINIZIONI	117
12.3. - STRATIGRAFIA ISOTOPICA	118
12.3.1. - <i>Gli isotopi dell'ossigeno</i>	119
12.3.2. - <i>Gli isotopi del carbonio</i>	120
12.3.3. - <i>Gli isotopi dello stronzio</i>	121
12.3.4. - <i>Gli isotopi dello zolfo</i>	122
12.4. - LE OSCILLAZIONI DEL CONTENUTO IN CaCO_3	122
12.5. - GLI ELEMENTI IN TRACCIA DEI CARBONATI	123
12.6. - LE ANOMALIE IN IRIDIO	124
12.7. - IL TENORE IN TERRE RARE	124
12.8. - ESEMPI ITALIANI	124
BIBLIOGRAFIA	126
13. - CICLOSTRATIGRAFIA ORBITALE	137
13.1. - INTRODUZIONE	137
13.2. - DEFINIZIONI	137
13.3. - CICLOSTRATIGRAFIA ORBITALE	139
13.3.1. - <i>Influenza delle variazioni dei parametri orbitali sul clima</i>	139
13.3.2. - <i>Influenza delle variazioni del clima sulla sedimentazione</i>	139
13.4. - RICONOSCIMENTO DI OSCILLAZIONI RITMICHE NEI SEDIMENTI	140
13.5. - RICONOSCIMENTO DI CICLI TEMPORALI E METODOLOGIE DI STUDIO	140
13.6. - ESEMPI ITALIANI	141
BIBLIOGRAFIA	144

PREMESSA

Sono passati cinque anni dall'avvio dell'Accordo di Programma che prevedeva la redazione di una versione aggiornata della Guida italiana alla classificazione stratigrafica. Il documento è stato redatto da Lucia Angiolini e Daniela Germani; entrambe si sono laureate con ottimi voti in Scienze Geologiche all'Università di Milano e hanno ottenuto un dottorato di ricerca in Scienze della Terra con tesi su argomenti stratigrafici, e con esperienze sul campo in Italia e all'estero. Grazie al loro lavoro attento, meticoloso e intelligente, siamo arrivati ad una prima stesura preliminare, poi ad una seconda completa inserita nel sito web dell'Accordo di Programma (all'indirizzo <http://www.accordo-carg.it>) nel febbraio 2002, infine ad una versione finale, tutte circolate non solo fra i componenti la Commissione Italiana di Stratigrafia, ma anche della comunità scientifica allargata. I suggerimenti ricevuti hanno contribuito alla stesura definitiva del documento.

Nella mia nuova veste di presidente dell'International Subcommission of Stratigraphic Classification (ISSC), fondata nel lontano 1952 da Hollis D. Hedberg e da lui presieduta per alcuni decenni, mi sento di garantire la qualità. Non è certo un capolavoro perfetto in ogni sua parte ed è inuguale quanto all'approfondimento di certi argomenti, ma è affidabile e aggiornato.

Mi preme quindi sottolineare alcuni aspetti e punti salienti:

- La litostratigrafia riguarda essenzialmente il sedimentario perché - nonostante reiterati tentativi - gli amici petrografi/geologi del cristallino non sono d'accordo né sulla terminologia da adottare (complesso ? serie ? unità ?) né sull'applicazione del concetto di età a una roccia polimetamorfica. Non mi sento certo di seguire il mio predecessore americano nell'affermare che tutte le rocce vanno trattate allo stesso modo perché "a rock is a rock", perciò il problema è ancora aperto, e speriamo che un giorno non troppo lontano si arrivi a una soluzione soddisfacente.

- Ci siamo discostati dalla guida internazionale (A. Salvador, 1994) per quel che riguarda la terminologia delle unità magneto-stratigrafiche, giudicata inutilmente complicata. Il termine crono è utilizzato solamente in questo contesto, mentre la cronozona (l'unità più piccola in cronostratigrafia) viene definita in modo accettabilmente chiaro (così mi sembra!).

- Le unità a limiti inconformi, scarsamente utilizzate anche all'estero, molto discusse e generalmente maldefinite, sono proposte come tentative, con esempi presi da documentazione CARG.

L'introduzione di queste unità per cartografare in modo oggettivo e razionale i depositi del Quaternario continentale che sono per loro natura discontinui nello spazio e nel tempo, come del resto i prodotti dell'attività vulcanica, presenta infatti molti aspetti problematici.

Con questo preambolo spero di aver chiarito alcuni contenuti della nuova Guida perché la stratigrafia rappresenta ancora oggi il nocciolo duro della geologia. Non è solo forma e formalismi; occorrono definizioni chiare ed esempi che le rendano ben comprensibili.

Se le carte geologiche devono durare nel tempo, osservazioni e interpretazioni vanno tenute ben distinte, in tutte le varie fasi dello studio.

Buona lettura!

Grazie di cuore a tutti quelli che ci hanno aiutato ad arrivare in fondo.

Maria Bianca Cita
Presidente Commissione Italiana di Stratigrafia.
Chairman, International Subcommission of Stratigraphic Classification



1. - INTRODUZIONE

1.1. - ORIGINE E SCOPO DELLA "GUIDA ITALIANA ALLA CLASSIFICAZIONE E ALLA TERMINOLOGIA STRATIGRAFICA"

Nel Piano Operativo di Lavoro (POL) dell'Accordo di Programma tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d'Italia e il Consiglio Nazionale delle Ricerche, la Prof.ssa M.B. Cita (presidente della CIS, Commissione Italiana di Stratigrafia) è stata nominata coordinatore scientifico per l'elaborazione di un nuovo Codice di Nomenclatura Stratigrafica. L'aggiornamento del Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica (CINS), realizzato per la prima volta da Azzaroli e Cita nel 1968, e la sua sperimentazione rientrano tra le attività strumentali per la realizzazione della Carta Geologica (Progetto di Cartografia Geologica, CARG).

In accordo con i principi formulati nella seconda edizione dell'International Stratigraphic Guide (ISG, SALVADOR, 1994), si è pensato di conferire al nuovo testo il titolo di "Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica".

La necessità di elaborare una guida scaturisce da due fattori fondamentali: da un lato la pubblicazione delle due edizioni dell'International Stratigraphic Guide (HEDBERG, 1976; SALVADOR, 1994), la seconda delle quali aggiornata secondo gli ultimi progressi nel campo delle Scienze della Terra, dall'altro l'esigenza di descrivere con il maggior dettaglio possibile attributi che esulano dalla stratigrafia classica e che possono contribuire a comprendere la complessa realtà geologica italiana.

Nella "Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica" vengono quindi descritte, di seguito alle unità stratigrafiche formalizzate, anche quelle categorie e unità stratigrafiche che si basano su metodi di analisi di recente acquisizione e di accelerato sviluppo come la stratigrafia sequenziale, la ciclostratigrafia orbitale, la stratigrafia chimica. Non tutte le categorie stratigrafiche basate su metodi di recente acquisizione sono state infatti descritte nella seconda edizione dell'International Stratigraphic Guide di SALVADOR (1994), che codifica solo le unità magnetostratigrafiche e le unità a limiti inconformi o UBSU (*Unconformity-bounded Stratigraphic Units*).

Per quanto concerne le unità tradizionali, ovvero le unità litostratigrafiche, biostratigrafiche, cronostratigrafiche e geocronologiche, si intende fornire una definizione più aggiornata con contributi multidisciplinari e descrizione delle nuove metodologie di studio. Inoltre, per ciascuna categoria codificata vengono presentati esempi tratti dalla geologia italiana che dimostrano l'applicabilità dei criteri e delle norme adottate alla situazione italiana.

Infine, l'elaborazione della presente guida vuole scoraggiare la proliferazione di lavori in cui nuove unità stratigrafiche vengono definite inadeguatamente e nei modi più disparati, fornendo procedure di terminologia e di classificazione stratigrafica uniformi e accessibili a tutta la comunità scientifica italiana. Il progetto di aggiornamento del "Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica" (AZZAROLI e CITA, 1968) è già stato in parte intrapreso dalla Commissione Italiana di Stratigrafia che ha pubblicato l'aggiornamento della definizione delle unità biostratigrafiche (1993). Esso è stato in parte preceduto, più in generale ed in via preliminare, dalle norme per il rilevamento della nuova Carta Geologica italiana 1:50.000 (PASQUARÈ *et alii*, 1992).

La "Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica" è il risultato di anni di lavoro e di cooperazione tra i membri della Commissione Italiana di Stratigrafia, esperti e professori di materie paleontologiche/stratigrafiche e petrografiche. Occorrono, infatti, una revisione multidisciplinare ed un'opera paziente e accurata di stesure, emendamenti e discussioni per raggiungere quel consenso che è necessario perché la guida venga accettata, praticata, diffusa negli ambienti universitari e possa essere utilizzata proficuamente nel progetto di cartografia geologica esteso a tutto il territorio nazionale.

Secondo HARLAND (1992), la tendenza attuale dei codici e delle guide è quella di moltiplicare le categorie stratigrafiche e di non riuscire a distinguere ciò che va regolato formalmente da quello che va semplicemente suggerito. L'Autore esorta quindi a creare un unico codice internazionale che regoli le procedure essenziali per descrivere i corpi rocciosi. Ritenendo che tali regole siano già state introdotte e formalizzate nell'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994) e nelle "Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the ICS" di REMANE *et alii* (1996), la "Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica" ne fornisce la traduzione italiana, oltre a precisare le categorie stratigrafiche che meglio si adattano al contesto geologico italiano. È importante precisare che nel testo i passaggi riferiti all'ISG di SALVADOR, 1994, sono riportati in carattere corsivo, integrati da osservazioni e aggiunte in carattere normale che si riferiscono in modo particolare alla realtà italiana. Una guida, quindi, piuttosto che un codice, che si propone come un approccio raccomandato alla classificazione, alla terminologia e alle procedure stratigrafiche. Come più volte ricordato nel North American Stratigraphic Code (NASC) (1983), i codici nazionali e regionali mostrano una flessibilità maggiore ai cambiamenti che derivano dalla sperimentazione pratica delle categorie stratigrafiche e si adattano più facilmente ai contesti locali. La presente guida non rappresenta che una fase nell'evoluzione del pensiero e della comunicazione scientifica: sebbene questa nuova versione cerchi di trattare i nuovi metodi di indagine, è necessariamente incompleta e suscettibile di futuri cambiamenti; è auspicabile che in futuro la guida possa essere integrata e divenire quindi strumento utile e applicabile a tutto il contesto geologico italiano.

1.2. - LA COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA

Nel Piano Operativo di Lavoro (POL) dell'Accordo di Programma tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d'Italia e il Consiglio Nazionale delle Ricerche, la Commissione Italiana di Stratigrafia è indicata quale referente scientifico dell'aggiornamento del Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica di AZZAROLI e CITA, 1968, e della sperimentazione del nuovo Codice.

La Commissione Italiana di Stratigrafia è stata istituita nell'ambito della Società Geologica Italiana nel 1988, sotto la Presidenza di B. D'Argenio, per iniziativa dell'allora vicepresidente M.B. CITA. Lo scopo di tale struttura era di coordinare le attività italiane in campo stratigrafico, con particolare riguardo alle unità cronostratigrafiche definite in Italia. A questo mandato primario si aggiunsero la verifica della validità delle unità litostratigrafiche istituite in Italia dopo la dismissione della Commissione di Stratigrafia (Comitato Geologico Italiano-"Legge Sullo") e la revisione e l'aggiornamento del Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica.

La Commissione Italiana di Stratigrafia era inizialmente composta da scienziati italiani che facevano parte della Commissione Internazionale di Stratigrafia (ICS) come membri di sottocommissioni.

La sua composizione attuale comprende:

- scienziati italiani che ricoprono cariche nell'ambito della Commissione Internazionale di Stratigrafia dell'IUGS: G. VAI (Paleozoico), G. CASSINIS (Permiano), M. GAETANI (Triassico), G. PAVIA (Giurassico), I. PREMOLI SILVA (Cretacico e Paleogene), D. RIO, M.B. CITA e R. SPROVIERI (Neogene e Quaternario);
- esperti speciali: G. OROMBELLI (Quaternario continentale), A. LONGINELLI (Stratigrafia chimica), G. NAPOLEONE (Stratigrafia paleomagnetica);
- esperti regionali: E. ABBATE (Appennino settentrionale), M. PAROTTO (Appennino centrale), R. CATALANO (Appennino meridionale).

Successivamente al 1988, sono stati cooptati i seguenti membri: M.A. CONTI, S. CRESTA, U. CRESCENTI, L. SIMONE, G. GROPELLI, D. CASTRADORI e G. CIARAPICA; il Servizio Geologico d'Italia è rappresentato da M.L. PAMPALONI.

La carica di Presidente della Commissione Italiana di Stratigrafia è stata ricoperta da M. GAETANI (Triassico), G. PAVIA (Giurassico), I. PREMOLI SILVA (Paleogene), M.B. CITA, D. RIO (Neogene);

attualmente è affidata a M.B. CITA, che presiede anche la ISSC (International Subcommittee on Stratigraphic Classification); la carica di segretario è conferita a M. GAETANI.

L'attività svolta dalla Commissione Italiana di Stratigrafia è stata rendicontata mediante pubblicazioni sui periodici della Società Geologica Italiana, di cui segue un elenco:

1989 - Rapporto annuale sull'attività della Commissione Italiana di Stratigrafia (M. GAETANI). *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 12, fascicolo 1: pp. 88.

1991 - Attività della Commissione Italiana di Stratigrafia (M. GAETANI). *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 14, fascicolo 2: pp. 205.

1993 - Attività della Commissione Italiana di Stratigrafia (M.B. CITA). Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica. Unità biostratigrafiche. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 112: 563-572.

1994 - Commissione Italiana di Stratigrafia. Relazione annuale sull'attività. (M.B. CITA e M. GAETANI). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 113: 23-25.

1995 - Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana. Gruppo di lavoro sul Quaternario. Rapporto sul Workshop "Marine Sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential Stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene" (29 sett.-4 ott. 1994) (M.B. CITA e D. CASTRADORI). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 114: 319-336.

1996 - Relazione annuale (1995) sull'attività della Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana (M.B. CITA e M. GAETANI). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 115: 173-180.

1997 - Rapporto sull'attività della Commissione Italiana di Stratigrafia durante il 1996 (M.B. CITA e M. GAETANI). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 116: 193-198.

1998 - Commissione Italiana di Stratigrafia. Ottavo rapporto annuale relativo all'attività svolta nel 1997 (M.B. CITA). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 117: 377-384.

1999 - Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana. Nono rapporto annuale relativo all'attività svolta nel 1998. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 118: XXV-XXXVII.

2000 - Commissione Italiana di Stratigrafia. Decimo rapporto annuale relativo all'attività svolta nel 1999. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 119: 529-535.

L'attività della Commissione Italiana di Stratigrafia in campo internazionale ha previsto l'organizzazione di numerosi convegni di vasta risonanza ed ha ottenuto l'approvazione di numerosi Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP), ovvero stratotipi dei limiti (si veda il paragrafo 8.3. della presente guida), definiti in Italia. Per quanto riguarda il coordinamento degli aspetti stratigrafici italiani, la Commissione ha intrapreso, in collaborazione con il Servizio Geologico ed il CNR, la catalogazione e validazione delle unità litostratigrafiche utilizzate in Italia e l'elaborazione della presente guida. Finora è stato pubblicato in formato cartaceo il Quaderno n. 7 Fascicolo I (DELFRATI *et alii*, 2000), contenente 25 unità validate dalla CIS, mentre un CD-Rom è stato allegato al periodico Geitalia della Federazione Italiana di Scienze della Terra (FIST) e presentato sullo stesso volume da M.B. CITA (2002), contenente i Fascicoli II e III del Quaderno 7. In particolare il Fascicolo II (DELFRATI *et alii*, 2002a) comprende 48 unità non validate dalla CIS (da abbandonare e/o da riclassificare), mentre il Fascicolo III (DELFRATI *et alii*, 2002b) contiene 20 unità validate.

Il catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane è anche consultabile *on line* sul sito Internet dell'Accordo di Programma (<http://www.accordo-carg.it>).

Nell'ambito dello stesso Accordo di Programma è stata elaborata la presente guida, che si è avvalsa, oltre alle revisione delle tre stesure da parte dei membri della Commissione Italiana di Stratigrafia, anche dei consigli e suggerimenti di specialisti italiani, quali D. CATRULLO, R. COMPAGNONI, B. D'ARGENIO, F. FORCELLA, M. GNACCOLINI, M. GRASSO, G. MUTTONI, F. RICCI LUCCHI, M. SANTANTONIO, G. ZUFFA, A. AZZAROLI. La stesura finale ha beneficiato inoltre dei contributi di A. BELLANCA (stratigrafia chimica), V. FERRERI (ciclostratigrafia dei carbonati di mare basso), V. PICOTTI (applicazione

delle UBSU ai depositi quaternari continentali) e M. SACCHI (stratigrafia sequenziale dei depositi continentali).

1.3. - PROCEDURE PER MODIFICARE LA PRESENTE GUIDA

È prevista la possibilità di proporre emendamenti alla presente guida, dopo la sua pubblicazione. La procedura prevede che l'Autore (gli Autori) presenti(no) una proposta scritta, motivata, accompagnata da riferimenti bibliografici riguardanti concetti e applicazioni; gli Autori dovranno precisare se il nuovo testo proposto sostituisce parti del testo attuale o se è in aggiunta. Gli emendamenti proposti vanno presentati al presidente della Commissione Italiana di Stratigrafia, che ne curerà la distribuzione fra i membri. Dopo un anno - se la proposta sarà ritenuta valida - potrà essere inserita in una nuova versione elettronica.

BIBLIOGRAFIA

- AZZAROLI A. & CITA M.B. (1968) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica*. Boll. Serv. Geol. It., **89**: 1-22.
- CITA M.B. (2002) - Il CD allegato: fascicoli II e III del Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane. *Geoitalia*, n.10: 3.
- COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA (1993) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica. Unità biostratigrafiche*. Boll. Soc. Geol. Ital., **112**: 563-572.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo I – Unità validate*. Quaderni SGN, serie III, **7**, fasc. I, pp. 228.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G., PAMPALONI R. & PETTI F.M. (2002a) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo II – Unità non validate: unità da riclassificare e/o da abbandonare*. Quaderni SGN, serie III, **7**, fasc. II, pp. 280 CD-Rom allegato a *Geoitalia* n. **10**, 2002.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PETTI F.M. (2002b) - *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo III – Unità validate*. Quaderni SGN, serie III, **7**, fasc. III, pp. 207 CD - Rom allegato a *Geoitalia* n. **10**, 2002.
- HARLAND W.B. (1992) - *Stratigraphic regulation and guidance: A critique of current tendencies in stratigraphic codes and guides*. Geol. Soc. Amer. Bull., **104**, 10: 1231-1235.
- HEDBERG H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. John Wiley & Sons, pp. 200.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code (NASC)*. AAPG Bull., **67**, 5: 841-875.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Guida al rilevamento e all'informatizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Quaderni SGN, serie III, **1**: pp. 203.
- REMANE J., BASSETT M.G., COWIE J.W., GORBHANDT K.H., LANE H.R., MICHELSEN O. & WANG NAIWEN (COORD.) (1996) - *Revised Guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS)*. Episodes, **19**, 3: 77-81.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.

2. - PRINCIPI DI CLASSIFICAZIONE STRATIGRAFICA

2.1. - LA STRATIGRAFIA: DEFINIZIONE E SCOPO

*Etimologicamente **stratigrafia** significa descrizione degli strati, derivando dall'unione tra il termine latino "stratum" ed il greco "graphia". È una delle più vaste discipline delle Scienze della Terra poiché studia la disposizione nello spazio e nel tempo dei corpi rocciosi e gli eventi che essi rappresentano al fine di ricostruire la storia della Terra e la sua evoluzione. La stratigrafia comprende quindi lo studio di tutti i tipi di rocce sedimentarie, magmatiche e metamorfiche, sia stratificate che non stratificate.*

Secondo la definizione anglosassone, che prende in considerazione gli aspetti più pratici della disciplina, *scopo della stratigrafia è la descrizione di tutti i corpi rocciosi che formano la crosta terrestre e la loro organizzazione in unità distinte, utili e cartografabili, basate su proprietà loro intrinseche. I metodi della stratigrafia comprendono quindi la descrizione, classificazione, nomenclatura e correlazione di queste unità con lo scopo finale di stabilire le loro relazioni nello spazio e la loro successione nel tempo.*

La stratigrafia spazia in un vasto campo di indagine, comprendendo una componente temporale (costruzione di una scala cronostratigrafica standard e determinazione delle relazioni temporali di corpi rocciosi a scala locale o regionale) e una componente spaziale (studio paleogeografico e paleoambientale). La componente temporale della stratigrafia prevede lo studio della successione e della cronologia dei corpi rocciosi; la seconda si occupa della loro distribuzione nello spazio e delle loro caratteristiche litologiche, paleontologiche, geofisiche e geochimiche. Le due componenti sono strettamente legate e lo studio dell'una non può prescindere dall'analisi congiunta dell'altra. La stratigrafia prende in esame lacune e discordanze che interrompono la continuità dei corpi rocciosi. Lo studio degli intervalli privi di registrazione costituisce infatti un aspetto fondamentale per la comprensione della storia della Terra.

2.2. - LA CLASSIFICAZIONE STRATIGRAFICA

La classificazione stratigrafica organizza i corpi rocciosi in unità basate sulle loro proprietà, quali la composizione litologica, il contenuto in fossili, la polarità magnetica, le proprietà elettriche, la risposta sismica, le caratteristiche geochimiche. Le rocce possono essere classificate anche in base al tempo e all'ambiente di formazione. Ogni corpo roccioso mostra molteplici attributi che possono essere usati singolarmente per la sua classificazione. Poiché la posizione stratigrafica del cambiamento di un attributo non necessariamente coincide con quella di un altro, i limiti delle diverse unità generalmente non coincidono (fig. 1). Tutte le unità stratigrafiche devono essere materializzate da volumi di rocce, ma comprendono anche intervalli temporali privi di registrazione.

Le unità formalizzabili secondo l'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994) sono le seguenti:

- *unità litostratigrafiche: unità basate sulle proprietà litologiche dei corpi rocciosi; ad esempio Arenaria di Ranzano.*
- *unità biostratigrafiche: unità basate sul contenuto fossilifero dei corpi rocciosi; Biozona a *Rotalipora appenninica*.*
- *unità cronostratigrafiche/geocronologiche: unità basate sull'attribuzione cronologica del corpo roccioso; ad esempio Piano/Ètà Gelasiano.*
- *unità di polarità magnetostratigrafica: unità basate sulla polarità della magnetizzazione residua dei corpi rocciosi; ad esempio: Zona di Polarità Normale Gauss.*
- *unità a limiti inconformi (Unconformity-bounded Stratigraphic Units, UBSU): unità delimitate inferiormente e superiormente da discontinuità stratigrafiche significative; ad esempio sistema Acireale.*

SALVADOR (1994) cita inoltre come categorie informali funzionali e diffusamente utilizzate, unità basate su proprietà sismiche ed elettriche, sugli isotopi stabili e sui minerali pesanti.

Nella presente guida viene abbandonato definitivamente l'utilizzo delle unità allostratigrafiche, proposto dal North American Stratigraphic Code (NASC, 1983), essendo fortemente sconsigliato dall'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994) e dall'ISSS (Working Group on Sequence Stratigraphy) nella Circolare 93 dell'ISSS (Appendix A, Maggio 1998). L'utilizzo del termine di unità allostratigrafiche è fortemente sconsigliato anche da REY *et alii* (1997, p. 19) nella Guida Francese alla Terminologia Stratigrafica, che sottolineano il significato ambiguo del prefisso "allo".

Le unità in cui vengono distinti i corpi rocciosi vengono suddivise in termini gerarchici in funzione della loro importanza o durata relativa. La terminologia raccomandata per ciascuna unità definita è rappresentata nella tab. 1.

Di tutte le unità precedentemente definite, solo le unità cronostatigrafiche/geocronologiche possono essere riconosciute a livello globale, essendo basate per definizione sul tempo di formazione, una proprietà universale. Le unità lito- e biostratigrafiche e le unità a limiti inconformi hanno estensione laterale limitata, mentre le unità di polarità magnetostratigrafica, pur avendo significato "globale", richiedono il contributo delle altre unità per il loro riconoscimento e la loro datazione. Le unità cronostatigrafiche sono quindi state scelte per la comunicazione internazionale tra stratigrafi, per indicare la posizione di un corpo roccioso nella colonna stratigrafica.

Secondo un originale commento alla versione abbreviata dell'International Stratigraphic Guide (allegata all'ISSC Circular N.92, 1997 e in seguito pubblicata sulla rivista Episodes - MURPHY & SALVADOR, 1999), presentato da STEININGER nell'ISSC Circular N. 93 (1998), le unità cronostatigrafiche dovrebbero essere nettamente distinte e separate dalle altre categorie di unità stratigrafiche e utilizzate soprattutto come strumenti di correlazione stratigrafica. In effetti, le unità lito-, bio-, magnetostratigrafiche e le unità a limiti inconformi rappresentano unità descrittive della classificazione stratigrafica, nelle quali il tempo non è direttamente considerato. Secondo STEININGER, tutte le rocce esistenti sulla Terra possono essere correlate alle unità cronostatigrafiche mediante i metodi di correlazione bio-, lito-, magneto-stratigrafici e di altri tipi di stratigrafia, ma la cronostatigrafia non ha metodi propri e specifici di cronocorrelazione. La netta distinzione tra categorie basate su attributi o limiti fisici e categorie esprimenti o legate al tempo era già stata proposta nel North American Stratigraphic Code (1983) ed è stata successivamente ripresa e modificata da REY *et alii* (1997), mentre non è stata esaurientemente sottolineata nelle due edizioni dell'International Stratigraphic Guide (HEDBERG, 1976; SALVADOR, 1994).

2.3. - UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE ED UNITÀ GEOCRONOLOGICHE

Un'unità cronostatigrafica è un corpo roccioso che si è formato in un certo intervallo di tempo. Tale intervallo di tempo costituisce un'unità geocronologica, che non essendo rappresentata da un corpo tangibile, ma da unità di tempo geologico, non può essere considerata una categoria stratigrafica. Se le unità cronostatigrafiche rappresentano quindi uno strumento tangibile (corpi rocciosi) per "misurare" la storia della Terra (ovvero suddividerla in Periodi, Epoche, Età, ecc.) e sono assimilabili ad unità di misura standard (come il "metro campione" di Parigi), le unità geocronologiche esprimono il tempo "in se stesso" di queste unità cronostatigrafiche.

Generalmente i rapporti tra unità cronostatigrafiche e geocronologiche vengono visualizzati tramite l'esempio della clessidra: le prime sono rappresentate dalla sabbia che scorre in un determinato intervallo di tempo, mentre le seconde misurano l'intervallo di tempo durante il quale la sabbia scorre. Si può dire che la durata del flusso di sabbia misura un certo intervallo di tempo (un'ora per esempio), ma non si può affermare che la sabbia stessa sia un'ora di tempo. La scala cronostatigrafica, essendo materializzata da rocce che generalmente presentano lacune, può essere considerata realmente discontinua. La continuità attiene solo ad unità astratte come quelle

geocronologiche. Tuttavia, secondo alcuni, l'identificazione delle unità cronostatigrafiche tramite i loro limiti inferiori e superiori rende immateriale la differenza tra unità cronostatigrafiche ed unità geocronologiche.

2.4. - UNITÀ TETTONOSTRATIGRAFICHE

Il trattamento dal punto di vista stratigrafico delle rocce ignee e metamorfiche rappresenta per gli stratigrafi ed i geologi dei basamenti cristallini un argomento ancora in discussione, del quale diamo qui un breve accenno.

Il problema principale è se la litostratigrafia possa essere estesa a ricoprire anche questi tipi di rocce, in particolare nei casi in cui non siano stratificate, oppure se esse debbano rientrare in una nuova categoria stratigrafica.

Nonostante la presa di posizione del NASC (1983), che prevede le unità litodemiche per classificare e cartografare le rocce ignee e metamorfiche sulla base della sola litologia, l'ISG (SALVADOR, 1994) ha respinto formalmente questo tipo di soluzione. L'impossibilità di riconoscere la posizione stratigrafica di queste rocce è infatti stato considerato un motivo valido per escludere l'introduzione di una nuova categoria di unità stratigrafiche. Le rocce ignee e metamorfiche sono state quindi trattate nell'ISG, 1994, alla stregua delle unità litostratigrafiche, classificabili come gruppo, formazione, membro, oppure, nel caso di rapporti geometrici complessi e mescolanza di più tipi litologici, come complesso. Lo stesso approccio è stato suggerito in Italia anche dalla Guida al Rilevamento (PASQUARÈ *et alii*, 1992).

Queste indicazioni si sono scontrate spesso nei casi reali con l'impossibilità di formalizzare questi corpi rocciosi, definendo uno stratotipo, la potenza ed altre caratteristiche richieste dall'ISG, 1994. Nel caso di rocce metamorfiche intensamente deformate, inoltre, i processi tettonometamorfici possono portare all'uniformità litologica di protoliti originariamente diversi ed appartenenti a successioni sedimentarie distinte e/o di età differente; viceversa, successioni di rocce originariamente simili dal punto di vista litologico, possono subire processi tettonometamorfici diversi che portano a successioni metasedimentarie differenti. Lo strumento litostratigrafico in questo caso non è sufficiente a riconoscere e valorizzare i processi post-deposizionali.

Per questi motivi alcuni autori suggeriscono l'introduzione delle unità tettonostratigrafiche (UTS), definite come "volumi rocciosi delimitati da contatti tettonici e contraddistinti da una successione stratigrafica, e/o una sovrainposta metamorfica e/o un assetto strutturale interno significativamente differenti da quelli dei volumi adiacenti" (DELA PIERRE *et alii*, 1997).

Il riconoscimento di una UTS secondo DELA PIERRE *et alii* (1997) passa attraverso l'analisi stratigrafica e l'accurata descrizione delle unità stratigrafiche, dall'individuazione delle superfici meccaniche che delimitano i volumi rocciosi (unità geometriche) caratterizzati da una successione stratigrafica propria, dall'analisi della storia post-deposizionale delle unità geometriche e la ricostruzione della loro evoluzione tettonometamorfica (attraverso l'interpretazione congiunta dei dati strutturali e petrologici). Infine, si giunge al raggruppamento delle unità geometriche in volumi rocciosi coerenti delimitati da superfici tettoniche (UTS).

RAWSON *et alii* (2002), autori di un recente codice di procedure stratigrafiche inglese, pur riconoscendo l'utilità delle unità tettonostratigrafiche per descrivere le relazioni spazio-temporali di corpi rocciosi posti a contatto da attività tettonica, non utilizzano alcun termine formale; per le rocce che compongono un'unità tettonostratigrafica ritengono possibile ricorrere alla classificazione e nomenclatura litostratigrafica oppure litodemica.

La discussione ancora in atto sul trattamento dal punto di vista stratigrafico delle rocce ignee e metamorfiche non consente, allo stato attuale, di introdurre nella presente guida delle unità e delle norme di formalizzazione differenti rispetto a quanto previsto dall'ISG (SALVADOR, 1994) e dalla linea suggerita dal Servizio Geologico d'Italia nella Guida al Rilevamento (PASQUARÈ *et alii*, 1992).

BIBLIOGRAFIA

- DELA PIERRE F., LOZAR F. & POLINO R. (1997) - *L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. Mem. Sci. Geol., **49**: 195-206, Padova.
- HEDBERG H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. John Wiley & Sons: pp. 200.
- MURPHY M.A. & SALVADOR A. (Eds.) (1999) - *International Stratigraphic Guide – An abridged version*. Episodes, **22/4**: 255-271.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1997) - *Circular n. 92*, March 25 1997: 1-12 and Appendix A-D.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (ISSC) OF IUGS (1998) - *Circular n. 93*, May 26 1998: 1-24 and Appendix A-B.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code (NASC)*. AAPG Bull., **67**, 5: 841-875.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Guida al rilevamento e all'informatizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Quaderni SGN, serie III, **1**: pp. 203.
- RAWSON P.F., ALLEN P.M., BRENCHLEY P.J., COPE J.C.W., GALE A.S., EVANS J.A., GIBBARD P.L., GREGORY F.J., HAILWOOD E.A., HESSELBO S.P., KNOX R.W.O'B., MARSHALL J.E.A., OATES M., RILEY N.J., SMITH A.G., TREWIN N. & ZALASIEWICZ J.A. (2002) - *Stratigraphical Procedure*. Geolog. Soc. Professional Handbook, Society Book Editors: pp. 58.
- REY J. (COORD.), BAUDIN F., BELKAALLOUL N.K., CAMPY M., CAPDEVILA R., CLAUER N., CORBIN J.-C., COTILLON P., COUREL L., DAUX V., DUMAY J., EMMANUEL, GALBRUN B., DE GOER DE HERVÉ A., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.-P., LEBRET P., MACAIRE J.-J., MARIOUD P., MENILLET F., MEYER M., RABILLER P., RAYNOUD J.-F., RENARD M., THIERRY J. (1997) - *Stratigraphie Terminologie Francaise*. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, **19**: pp. 164.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.

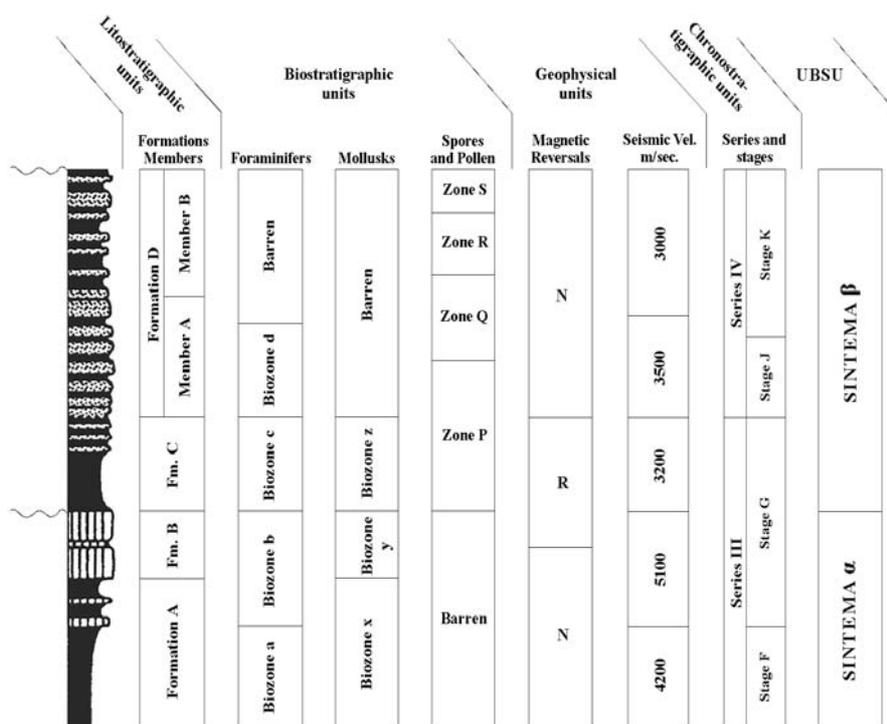


Fig. 1 - Possibili suddivisioni di una successione stratigrafica a seconda delle unità stratigrafiche utilizzate (da SALVADOR, 1994, modificata).

Tab. 1 - Schema riassuntivo delle categorie di unità stratigrafiche e dei principali termini utilizzati nella classificazione stratigrafica (da SALVADOR, 1994, modificato).

Categorie di unità stratigrafiche	Termini principali	
LITOSTRATIGRAFICHE	Gruppo Formazione Membro Strato, Colata	
BIOSTRATIGRAFICHE	Biozona: Biozona di distribuzione Biozona di intervallo Biozona filetica Biozona di associazione Biozona di abbondanza	
MAGNETOSTRATIGRAFICHE	Zona di polarità magnetostratigrafica	
A LIMITI INCONFORMI	Supersintema Sintema Subsintema	
Altri tipi di categorie (informali)	zona con suffisso appropriato (ad es. chemiozona, petrozona)	
CRONOSTRATIGRAFICHE		EQUIVALENTI UNITÀ GEOCRONOLOGICHE
	Eonotema Eratema Sistema Serie Piano Sottopiano (Cronozona)	Eon Era Periodo Epoca Età Sottoetà (Crono)

3. - DEFINIZIONI E PROCEDURE

In questo capitolo vengono schematicamente riassunte alcune definizioni di carattere generale e le procedure che riguardano tutti i tipi di unità stratigrafiche, in modo da offrire un utile strumento di rapida consultazione ed evitare ripetizioni nei capitoli che seguono.

3.1. - DEFINIZIONI

Stratigrafia - Scienza che si occupa della descrizione di tutti i corpi rocciosi (stratificati e non) che formano la crosta terrestre e la loro organizzazione in unità distinte, cartografabili, caratterizzate da particolari proprietà.

Strato - Corpo roccioso avente generalmente geometria tabulare, caratterizzato da proprietà litologiche, attributi o limiti che lo distinguono dagli strati adiacenti. Strati adiacenti possono essere separati da piani di stratificazione chiaramente visibili o da cambiamenti litologici meno percettibili.

Classificazione stratigrafica - Organizzazione sistematica dei corpi rocciosi, secondo i loro rapporti originali, in unità basate su una delle molteplici proprietà o attributi che essi possiedono. Esistono differenti tipi di classificazione stratigrafica, poiché molteplici sono le proprietà e gli attributi che possono rivelarsi utili nella classificazione stratigrafica.

Unità stratigrafica - Corpo roccioso riconosciuto come entità distinta, e quindi come unità, nella classificazione delle rocce della Terra, in base ad una delle molteplici proprietà o attributi che esso possiede. Unità stratigrafiche basate su una particolare proprietà non coincidono necessariamente con unità basate su un altro attributo. Risulta quindi essenziale utilizzare differenti terminologie per le diverse categorie di unità.

Terminologia stratigrafica - L'insieme dei termini comuni usati nella classificazione stratigrafica per indicare le diverse categorie di unità, come, ad esempio, formazione, piano, biozona, magnetozona. La terminologia stratigrafica può essere formale o informale.

- La terminologia formale utilizza termini che vengono propriamente definiti e nominati secondo uno schema di classificazione prestabilito, come, ad esempio, Formazione di Bellano, Piano Aquitaniano. Questi termini devono essere stampati con la lettera iniziale maiuscola. È possibile tuttavia osservare in letteratura l'uso improprio della lettera iniziale maiuscola anche per unità non formali.

- La terminologia informale utilizza i termini di unità con lettera iniziale minuscola senza che questi vengano definiti e nominati secondo uno schema convenzionale di classificazione: ad esempio formazione sabbiosa, zona a brachiopodi. L'utilizzo di termini informali può essere utile per acquiferi, serbatoi petroliferi, cave, profili sismici. In tutti i casi in cui è possibile, va fortemente scoraggiato l'utilizzo della terminologia informale in documenti da pubblicare su riviste scientifiche e si consiglia di definire e descrivere le unità stratigrafiche nuove e meritevoli di un nome distinto.

Nomenclatura stratigrafica - L'insieme dei nomi propri che vengono attribuiti a specifiche unità stratigrafiche; ad esempio, Gelasiano, Biozona a Ticinella primula, Formazione dell'Auernig. Per l'Italia la validazione è di pertinenza della CIS.

Zona - Termine fondamentale in molte categorie di unità stratigrafiche. Esistono diversi tipi di zone, a seconda della proprietà stratigrafica considerata: litozona, biozona, cronozona, zona di polarità magnetica, zona metamorfica ecc. Termine adatto anche all'uso informale e generico (riportato con la lettera iniziale minuscola).

Orizzonte - Un orizzonte stratigrafico è un'interfaccia che indica una posizione particolare nella successione stratigrafica. In realtà, il termine orizzonte viene comunemente utilizzato per definire un livello di limitato spessore, geologicamente istantaneo e con caratteristiche peculiari utili per il suo tracciamento laterale. Esistono diversi tipi di orizzonti, a seconda della proprietà stratigrafica considerata: litoorizzonti (Orizzonte di Andraz nella Formazione di Werfen), bioorizzonti [bioorizzonte a boginense (VIIa) nel Calloviano inferiore], cronoorizzonti, orizzonti sismici, orizzonti di inversione di polarità magnetica.

Limite - Interfaccia o superficie di separazione tra due unità stratigrafiche.

Correlazione - Correlare significa dimostrare corrispondenze tra unità stratigrafiche in base a un carattere e/o alla posizione stratigrafica. Le correlazioni litostratigrafiche dimostrano corrispondenze nelle proprietà litologiche e nella posizione litostratigrafica; le correlazioni biostratigrafiche dimostrano la corrispondenza nel contenuto fossilifero e nella posizione biostratigrafica; le correlazioni magnetostratigrafiche dimostrano la corrispondenza nella posizione magnetostratigrafica.

Geocronologia - La scienza che data e determina la sequenza temporale delle rocce e degli eventi nella storia della Terra.

Unità geocronologica - Unità di tempo geologico. Non è un'unità stratigrafica, ma esprime l'intervallo di tempo in cui un'unità stratigrafica si è formata.

Geocronometria - *Branca della Geocronologia che si occupa delle misure quantitative (in numeri) del tempo geologico, esprimendolo generalmente in migliaia (ka), milioni (Ma) e miliardi (Ga) di anni.*

Facies - *Aspetto, natura, manifestazione di un carattere delle rocce o di loro specifici costituenti, che generalmente indica le condizioni della loro origine.*

Il termine facies è stato originariamente introdotto da GRESSLY (1838) per indicare variazioni laterali di litologia. Successivamente, il termine è stato variamente utilizzato per indicare ambienti di sedimentazione o formazione, composizioni litologiche, contenuti fossiliferi, gradi metamorfici, associazioni geografiche o climatiche, associazioni tettoniche. È quindi uno dei termini geologici che comprendono la più vasta gamma di accezioni; ad esempio: facies pelagica, facies calcarea, facies a graptoliti, facies scisti blu, facies tetidea, facies orogenica.

Caratterizzare - *Specificare l'unico attributo o la peculiare combinazione di attributi di un'unità stratigrafica.*

Classificare - *Organizzare i dati analizzati in categorie distinte che hanno limiti ben definiti o sono ben caratterizzate.*

Definire - *Indicare i limiti o le caratteristiche distintive delle unità nella classificazione.*

Descrivere - *Elencare il contenuto totale, tutte le caratteristiche e i rapporti di un'unità stratigrafica nella classificazione.*

Diagnosticare - *Indicare quale carattere o combinazione di caratteri permettono il riconoscimento inequivocabile di un'unità nella classificazione.*

Identificare - *Riconoscere che un gruppo di osservazioni rientra nei limiti definiti o possiede i caratteri specifici di un'unità stratigrafica.*

3.2. - PROCEDURE PER STABILIRE E REVISIONARE LE UNITÀ STRATIGRAFICHE

La proposta di formalizzare una nuova unità stratigrafica deve essere conforme a certi requisiti e deve essere sostenuta da validi argomenti.

In particolare, per essere ritenuta valida ed utile, la proposta deve includere:

- *una chiara e completa definizione, caratterizzazione e descrizione dell'unità, in modo tale che essa possa essere riconosciuta inequivocabilmente da ogni successivo osservatore;*
- *la proposta della categoria di unità, del suo rango e del suo nome;*
- *la scelta di uno stratotipo o località tipo su cui sono basate la definizione e la descrizione dell'unità stessa, che possa rappresentare un riferimento per ogni successivo osservatore.*

La proposta di formalizzare una nuova unità stratigrafica deve essere divulgata tramite pubblicazioni scientifiche su riviste nazionali e/o internazionali riconosciute, ovvero regolarmente pubblicati e ragionevolmente disponibili alla comunità scientifica su richiesta di acquisto o attraverso biblioteche. La proposta deve in seguito essere ratificata per divenire formale.

Analogamente, la revisione di un'unità stratigrafica precedentemente proposta e denominata deve essere formulata in modo da contenere le motivazioni della scelta e una discussione sulla storia dell'unità stessa (autore, riferimento bibliografico originale, procedure precedenti) e deve essere pubblicata su riviste scientifiche riconosciute. Inoltre, se necessario, deve includere una descrizione dell'unità stratigrafica, e la designazione di un nuovo stratotipo o località tipo (o la revisione di quella originaria).

3.2.1. - Definizione, caratterizzazione e descrizione

Definizione, caratterizzazione e descrizione di una nuova unità stratigrafica devono comprendere una relazione dettagliata sui suoi limiti, proprietà diagnostiche ed attributi. Per le unità lito- e biostratigrafiche si deve porre attenzione rispettivamente alle caratteristiche litologiche e paleontologiche. Per le unità a limiti inconformi si deve porre maggior enfasi nella descrizione delle discontinuità che le delimitano. Per quanto riguarda le unità cronostatigrafiche si devono sottolineare i caratteri che danno indicazioni temporali o di correlazioni-tempo.

Inoltre la definizione, la caratterizzazione e la descrizione di una nuova unità stratigrafica devono includere:

a. Nome. *Vedere paragrafo 3.2.3.*

b. Stratotipi e altri standard di riferimento. *L'indicazione geografica e l'inquadramento geologico dello stratotipo o località tipo sono essenziali per l'istituzione di una nuova unità*

stratigrafica. La designazione geografica deve includere una carta dettagliata e l'indicazione delle modalità di accesso allo stratotipo o località tipo. È inoltre importante indicare i marker naturali ed artificiali e le relazioni dello stratotipo del limite con i limiti di altre unità stratigrafiche e con orizzonti significativi nella sezione (si veda il capitolo 4.).

Vi sono unità (ad es. le unità biostratigrafiche) per le quali non ha utilità pratica l'indicazione di uno stratotipo come standard; in tal caso è necessario descrivere ed illustrare dettagliatamente quelle caratteristiche che costituiscono criteri diagnostici dell'unità stessa.

c. Descrizione di un'unità in corrispondenza dello stratotipo o località tipo. *La descrizione di un'unità stratigrafica deve riassumere il contenuto totale dell'unità stessa; pertanto deve includere: le proprietà litologiche, lo spessore o le dimensioni del corpo roccioso, i caratteri paleontologici, la giacitura, l'espressione geomorfologica, discontinuità o lacune, la natura dei limiti e le caratteristiche che la identificano e distinguono in corrispondenza della stratotipo o località tipo.*

d. Inquadramento regionale. *Estensione geografica, variazioni regionali di spessore, di proprietà litologiche, paleontologiche o di altre proprietà, espressione geomorfologica; rapporti stratigrafici a livello regionale; rapporti con altre unità stratigrafiche; natura dei limiti quando essi differiscono da quelli descritti in corrispondenza dello stratotipo o località tipo; rapporti tra i limiti dell'unità e quelli di altre unità stratigrafiche di tipo diverso o dello stesso tipo; criteri che si devono utilizzare per identificare ed estendere l'unità lontano dallo stratotipo o dalla località tipo.*

e. Età geologica. *Età relativa in termini di posizione nella Scala Cronostratigrafica Standard e, se disponibile, età numerica determinata o derivata da analisi isotopiche o da altri metodi.*

f. Correlazione con altre unità. *Discussione sul tipo di correlazione e sui dati su cui essa è basata.*

g. Origine (quando appropriato). *Condizioni di formazione del corpo roccioso che rappresenta l'unità; significato rispetto al quadro paleogeografico o alla storia geologica.*

h. Riferimenti bibliografici.

3.2.2. - Requisiti speciali per stabilire le unità del sottosuolo

Alcune unità stratigrafiche sono basate su sezioni nel sottosuolo (pozzi, miniere, gallerie) ed altre potranno essere proposte con il progredire delle esplorazioni marine. Le sezioni nel sottosuolo possono essere utilizzate legittimamente per proporre, definire e descrivere una nuova unità stratigrafica qualora siano documentate da un sufficiente numero di informazioni e campioni, seguendo le procedure esposte nel precedente paragrafo 3.2.1. In tal caso, il pozzo o la miniera nei quali è stabilita la nuova unità diventano la località tipo. Nelle sezioni di pozzo gli stratotipi devono essere indicati per mezzo della profondità del pozzo e sui log di pozzo e carotaggi; le informazioni geologiche relative a questi stratotipi devono essere basate su campionamenti di pozzo e su log.

Parastratotipi e ipostratotipi nel sottosuolo possono essere utili per completare stratotipi o località tipo di superficie, poco esposti.

Per stabilire unità del sottosuolo è necessario fornire le seguenti informazioni:

a. Indicazione del pozzo o della miniera. *Nome del pozzo tipo o della miniera tipo: posizionamento degli stessi tramite descrizione scritta, carta, coordinate geografiche esatte ed ogni caratteristica geografica utile per l'identificazione locale; nome dell'ente o attività individuale operante. Per le miniere: profondità del livello in cui l'unità è esposta. Per i pozzi: data di perforazione, profondità totale e quota della superficie. Se le informazioni richieste per stabilire l'unità di sottosuolo non sono disponibili in un solo pozzo, allora è necessario utilizzare due o più pozzi, scegliendone uno come olostratotipo e gli altri come parastratotipi o ipostratotipi.*

b. Log geologici. Sono necessari log litologici e paleontologici di pozzo e carte e sezioni di miniere in forma scritta e grafica, sui quali devono essere indicati chiaramente i limiti e le suddivisioni dell'unità.

c. Log geofisici e profili. Sono necessari log elettrici o wire-line e profili sismici, sui quali devono essere tracciati i limiti e le suddivisioni dell'unità. La scala deve essere tale da permettere di esaminare l'unità stessa in dettaglio.

d. Deposito. Le carote, i campioni, i fossili, i log e tutto ciò che riguarda lo stratotipo di un'unità stratigrafica di sottosuolo devono essere accessibili a chiunque. Tale materiale deve essere depositato presso Istituzioni permanenti nelle quali esso può essere conservato opportunamente. È quindi necessario indicare il luogo dove si deposita il materiale relativo allo stratotipo.

3.2.3. - Denominazione delle unità stratigrafiche

Per alcune categorie ed in particolare per le unità litostratigrafiche, i nomi delle unità stratigrafiche formali sono composti da un termine geografico preceduto da un termine appropriato che indica il tipo ed il rango dell'unità (Formazione di Sogno, Formazione di Soverzene, Sistema Permiano) o da un termine litologico descrittivo (Arenarie di Bordighera, Calcare del Cellina, Quarziti di Monte Bignone). È necessario spiegare sempre la derivazione del termine geografico e specificare il tipo ed il rango dell'unità.

Per quanto riguarda le unità biostratigrafiche, il nome formale deve essere composto dal termine appropriato indicante il tipo di unità biostratigrafica seguito dal nome del fossile o dei fossili che la caratterizzano (ad esempio: Biozona di distribuzione di *Dicarinella asymmetrica*). La scelta del fossile o dei fossili utilizzati per denominare un'unità biostratigrafica deve essere adeguatamente discussa.

Alcune unità della Scala Cronostratigrafica Standard sono denominate da termini non geografici, ormai stabiliti da tempo (Sistema Triassico, Sistema Cretacico, Sistema Paleogene).

Ad ogni unità stratigrafica deve corrispondere un nome ed uno solo. Poiché il nome deve essere unico e diverso per ogni unità, gli autori, prima della scelta, devono consultare elenchi nazionali o regionali ove disponibili per accertarsi che il termine scelto non sia già stato utilizzato.

a. Termine geografico nella denominazione delle unità stratigrafiche.

- i. Origine. Il termine geografico deve derivare da elementi naturali o artificiali permanenti, in corrispondenza o vicino ai quali l'unità è presente. I nomi che derivano da immobili e/o località non permanenti come fattorie, chiese, scuole, incroci e piccole comunità non sono completamente soddisfacenti, ma possono essere accettati qualora non ve ne siano altri disponibili. Nomi appropriati devono essere scelti su carte geografiche, corografiche, topografiche e mappe pubblicate. Se si rende necessario utilizzare un termine che non risponde a questo requisito, allora è necessario descrivere e identificare accuratamente il luogo da cui il nome deriva e posizionarlo su una carta, a scala adeguata, che accompagni la descrizione della nuova unità. Il termine geografico sul quale si basa la denominazione della nuova unità non deve mai essere cambiato o abbreviato (ad esempio: Formazione di San Cassiano; membro di La Palazzina).

I termini di fiume, lago, montagna possono essere omessi (ad esempio: Ceppo dell'Adda invece di Ceppo del fiume Adda).

È inoltre preferibile scegliere nomi brevi e concisi ed evitare nomi lunghi e composti.

- ii. Ortografia. L'ortografia del termine geografico che compone il nome di un'unità stratigrafica deve essere conforme all'uso dello Stato del quale fa parte la località geografica da cui essa deriva il nome.

Se un nome stratigrafico è stato ripetutamente pubblicato con un'ortografia diversa da quella della fonte geografica non deve essere comunque cambiato.

Un nome stratigrafico riportato più volte con ortografie diverse deve essere uniformato adottando l'ortografia utilizzata dalle fonti geografiche e geologiche locali più autorevoli.

Il nome geografico non deve mai essere tradotto in altre lingue (ad esempio, la denominazione Formazione di Wengen viene mantenuta, anche se il nome della località è stato tradotto in La Valle), mentre è appropriato tradurre il termine litologico o di rango che lo accompagna.

- iii. Cambiamenti nei nomi geografici. *Eventuali cambiamenti nel nome di una località geografica non comportano il cambiamento del nome corrispondente di una unità stratigrafica. Il nome originale di un'unità deve essere mantenuto. Lo stesso vale per la scomparsa di elementi geografici su cui è basata la denominazione di un'unità stratigrafica. Ad esempio la Formazione di Buchenstein deriva il suo nome dall'antico Castello di Buchenstein (VON RICHTHOFEN, 1860), che oggi viene chiamato Castello di Andraz.*

- iv. Nomi geografici non appropriati. *Non si devono utilizzare nomi geografici di località o regioni ben conosciute per unità stratigrafiche presenti in altre località meno conosciute aventi lo stesso nome (es. calcari di Castro, dalla località Castro sul Lago d'Iseo e formazione di Castro, dalla località Castro in Puglia; essendo la seconda formazione prioritaria e riferita ad una località più conosciuta, la prima ha cambiato nome in Formazione di Castro Sebino).*

- v. Ripetizione di nomi geografici. *È necessario evitare di denominare una nuova unità stratigrafica con un termine geografico già utilizzato per un'altra unità stratigrafica. Si rende quindi necessario consultare le liste dei nomi già utilizzati nell'IUGS Lexique Stratigraphique International, nei dizionari nazionali e presso i Servizi Geologici.*

- vi. Denominazione delle suddivisioni delle unità stratigrafiche. *Quando un'unità viene divisa in due o più unità formali di rango inferiore, il nome geografico dell'unità originale non può essere utilizzato per denominare alcuna delle suddivisioni.*

b. Termine di unità nella denominazione delle unità stratigrafiche. *Il termine di unità indica il tipo ed il rango dell'unità. Ad esempio il termine "formazione" indica che si tratta di un'unità litostratigrafica, "zona di distribuzione concomitante" che si tratta di un'unità biostratigrafica, "piano" che è un'unità cronostratigrafica.*

c. Confini politici. *Poiché le unità stratigrafiche non sono delimitate da confini politici, è necessario ogni sforzo per utilizzare lo stesso nome per unità che si estendono attraverso frontiere tra nazioni. La formazione di Besano, istituita originariamente come scisti ittiolitici di Besano ed affiorante attraverso il confine Italo-Svizzero, viene denominata, non correttamente, Grenzbitumenzone in Svizzera, pur essendo Besano la località tipo.*

d. Riduzione del numero dei nomi mediante correlazione. *Se si è stabilita l'identità di due unità stratigrafiche aventi nome diverso, allora è necessario sostituire il nome più recente con quello più vecchio (regola della priorità), per rendere più semplice la nomenclatura ed evitare la proliferazione dei nomi (ad esempio le arenarie di Ostia ed i suoi numerosi sinonimi). Se un'unità del sottosuolo può essere correlata con un'unità di superficie dello stesso tipo e se le caratteristiche di entrambe sono così simili che non è necessario mantenere due nomi distinti, allora è preferibile mantenere il nome dell'unità di superficie. In questo caso, è necessario comunque considerare anche altri fattori come la priorità di pubblicazione, uso, continuità della sezione, accessibilità, natura dell'esposizione della sezione di superficie e disponibilità del materiale tipo della sezione di sottosuolo.*

e. Incertezza nell'attribuzione. *Se vi sono dubbi nell'attribuzione di un corpo roccioso ad una o all'altra di due unità stratigrafiche, è preferibile esprimere l'incertezza secondo le seguenti convenzioni:*

Permiano? = dubitativamente Permiano

Calcere di Esino? = dubitativamente Calcere di Esino

argilliti di Riva di Solto-calcere di Zu = strati che occupano una posizione intermedia (orizzontalmente o verticalmente) tra strati che sono attribuiti con certezza alle due formazioni e che mostrano caratteri simili ad entrambe.

Carbonifero - Permiano = in parte Carbonifero ed in parte Permiano

Carbonifero o Permiano = discutibilmente Carbonifero o Permiano

Carbonifero e Permiano = sia Carbonifero che Permiano indifferenziati.

Se due termini vengono usati in combinazione o con il trattino, il termine che indica l'età più antica od è stratigraficamente più basso deve essere riportato per primo, quando tale distinzione è possibile.

f. Nomi abbandonati. *Il nome di un'unità stratigrafica, una volta applicato e successivamente abbandonato, non deve essere più utilizzato se non nel suo significato originale, ed in questo caso, fra virgolette e seguito dal nome dell'autore che ha istituito l'unità (ad esempio, l'unità cronostratigrafica Scitico è stata formalmente abbandonata; Triassic Workshop, Losanna, 1991).*

g. Mantenimento dei nomi tradizionali e di consolidato utilizzo. *Sebbene, per la denominazione delle unità stratigrafiche, si debbano seguire le raccomandazioni riportate nella presente guida, vi sono unità (in particolare litostratigrafiche) di tradizionale e consolidato utilizzo, con una lunga ed autorevole storia, che portano nomi che si discostano da tali raccomandazioni. In generale, i nomi tradizionali devono essere conservati, purchè il loro impiego non dia luogo a confusioni e sia ben discriminato il loro significato (cap. 5., paragrafo 5.3.).*

3.2.4. - Pubblicazione

a. Mezzo di pubblicazione scientifica riconosciuto. *L'istituzione o la revisione di una unità stratigrafica formale deve essere pubblicata su una rivista scientifica riconosciuta. Un'unità litostratigrafica formale deve comunque essere validata ad opera della CIS (Commissione Italiana di Stratigrafia). I requisiti principali che tale strumento deve possedere sono: che abbia scopo scientifico, che venga regolarmente pubblicato e che sia ragionevolmente disponibile alla comunità scientifica su richiesta di acquisto o attraverso biblioteche.*

Non soddisfano questi requisiti pubblicazioni non formali o a circolazione limitata come lettere, rapporti interni, tesi, riviste non scientifiche, quotidiani, guide alle escursioni, riassunti, open-file releases (relazioni stampate).

SALVADOR (1994), pur riconoscendo che vi sono alcune organizzazioni che pubblicano e diffondono periodicamente guide alle escursioni comprendenti lavori regionali revisionati, raccomanda di utilizzare riviste scientifiche regolarmente pubblicate per l'istituzione di unità formali.

b. Priorità. *La regola della priorità di pubblicazione di un'unità correttamente proposta, denominata e descritta deve essere rispettata (ad esempio le Argille Azzurre hanno la priorità sulle argille di Castell'Arquato, sul gruppo del Santerno, ecc.). È necessario comunque tenere conto anche di altri fattori come l'utilità, la descrizione, l'assenza di ambiguità e l'ampia applicabilità. La regola della priorità infatti non giustifica il cambiamento di un nome consolidato o di ampio utilizzo con uno meno conosciuto; così come è meglio non preservare nomi inadeguatamente istituiti solo perchè proposti per primi.*

Nella revisione delle "Guidelines", REMANE *et alii* (1996) sottolineano che non vi è nessuna regola formale di priorità scritta in stratigrafia. Secondo gli autori, anche se è opportuno limitare i cambiamenti al minimo necessario, hanno priorità pratica gli orizzonti con massimo potere di correlazione rispetto ai limiti tradizionali.

Il principio di priorità comunque è immanente nella storia della stratigrafia e, a parità di altre condizioni, va osservato.

c. Norme editoriali raccomandate.

i. Iniziale maiuscola. *Le iniziali di tutti i sostantivi che compongono il nome di un'unità stratigrafica formale devono essere maiuscole (tranne il termine indicante la specie o la sottospecie nei nomi delle unità biostratigrafiche).*

ii. Ripetizione del nome completo. *In una pubblicazione, è sufficiente riportare il nome completo di un'unità stratigrafica una sola volta. Per ogni riferimento successivo, nella stessa pubblicazione, si può omettere una parte del nome, sempre che il significato sia chiaro; ad esempio ci si può riferire al "Piano Sakmariano" chiamandolo semplicemente il "Sakmariano" o il "Piano".*

3.2.5. - Revisione o ridefinizione di unità stratigrafiche precedentemente istituite

La revisione o ridefinizione di un'unità stratigrafica istituita, senza cambiarne il nome, richiede le stesse giustificazioni e la stessa documentazione necessarie per l'istituzione di una nuova unità stratigrafica. La ridefinizione di un'unità stratigrafica può essere motivata dalla necessità di formalizzarla e rendere l'unità più utile, facile da riconoscere, cartografare e tracciare lateralmente; inoltre può essere conveniente nel caso cambi la tassonomia del contenuto fossilifero (unità biostratigrafiche) oppure se vi sono errori o lacune di informazioni nel lavoro istitutivo.

Il cambiamento di rango di un'unità stratigrafica formalmente definita non richiede né la ridefinizione dell'unità o dei suoi limiti, né il cambiamento del termine geografico che compone il suo nome. Quindi per esempio una formazione può essere elevata al rango di gruppo senza che il termine geografico cambi (Formazione di Buchenstein elevata a Gruppo di Buchenstein in Dolomiti). In ogni caso il cambiamento di rango deve essere avanzato solo per valide ragioni dopo attente considerazioni.

BIBLIOGRAFIA

- GRESSLY A. (1838) - *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. Soc. Helv. Sci. Nat. (Neuchatel), Nouv. Mém., **2**: pp. 349.
- REMANE J., BASSETT M.G., COWIE J.W., GORBHANDT K.H., LANE H.R., MICHELSEN O. & WANG NAIWEN (COORD.) (1996) - *Revised Guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS)*. Episodes, **19**, 3: 77-81.
- RICHTHOFEN F.F. VON (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Sud-Tyrol*. J. Perthes, Ghot: 39-105.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.

4. - STRATOTIPI E LOCALITÀ TIPO

4.1. - STORIA

Il concetto di stratotipo, senza l'utilizzo del termine specifico, risale agli autori del XIX secolo, anche se fino alla prima metà del XX secolo esso è rimasto essenzialmente legato alla descrizione del piano. Il piano era infatti considerato l'unità stratigrafica fondamentale, tangibile ed "accessibile al martello", indicante un'età, caratterizzato da un certo contenuto litologico e paleontologico e definito da elementi di riferimento precisamente localizzati nello spazio e in una successione.

Secondo THIERRY (1998), il primo autore che ha fatto riferimento ad una sezione tipo è stato D'ORBIGNY nel 1842; tale autore, oltre a fornire il primo tentativo di unificazione della nomenclatura stratigrafica, ha infatti introdotto il concetto di "tipo migliore (*meilleur type*)" e di "giacimento...campione (*gisement...étalon*)" da utilizzare come "punto di riferimento (*point de comparaison*)".

Il termine "stratotipo" è stato creato dall'International Subcommission on Stratigraphic Classification dell'IUGS che ha iniziato i lavori nel 1952 ad Algeri, in occasione del 19° International Geological Congress Algeri (HEDBERG, 1954), ed è stato ufficializzato nel 1972 a Montreal durante il 24° International Geological Congress (HEDBERG, ISSC Circular 27 e Report 4. Preliminary Report on Stratotypes). Tra il 1954 e il 1972 la comunità geologica internazionale ha pertanto lavorato alla definizione della nozione di stratotipo, elaborando documenti *in fieri* distribuiti e discussi nell'ambito della Subcommission on Stratigraphic Classification, della quale faceva parte la Prof. M.B. CITA. In tale quadro, si inserisce la stesura del Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica (AZZAROLI & CITA, 1968), che stabilisce la necessità di indicare una sezione tipo ogni qualvolta venga istituita una nuova formazione.

Il termine stratotipo è stato adottato definitivamente nella prima edizione dell'International Stratigraphic Guide (HEDBERG, 1976) ad indicare l'intervallo specifico o il punto specifico in una successione di strati rocciosi che rappresenta il tipo di un'unità e l'elemento di riferimento per la sua definizione ed il suo riconoscimento. HEDBERG (1976) ha quindi distinto due categorie di stratotipi: lo stratotipo del limite e lo stratotipo dell'unità, le cui relazioni sono andate complicandosi negli anni successivi e sono ancora attualmente fonte di discussioni.

Lo stratotipo del limite, sebbene già definito nella prima edizione dell'International Stratigraphic Guide ed utilizzato negli anni 1960-1972 dal "Silurian-Devonian Boundary Committee" per definire le unità cronostratigrafiche in base al loro limite inferiore (che diviene automaticamente il limite superiore dell'unità sottostante), viene ad occupare una posizione preminente solo successivamente, nei lavori di COWIE *et alii* (1986), SALVADOR (1994) e REMANE *et alii* (1996). Esso trova la sua più alta espressione nella costruzione della Scala Cronostratigrafica Standard, costituita da unità strettamente contigue, definite solo attraverso il loro limite inferiore (Global boundary Stratotype Section and Point). Secondo COWIE *et alii* (1986) la definizione del limite utilizzando un unico punto in una successione rocciosa è il solo modo per rappresentare un unico istante di tempo e definire inequivocabilmente uno standard di riferimento, un punto fermo al quale possono essere agganciate tutte le successive correlazioni.

HARLAND (1992), in una revisione critica delle guide e codici contemporanei, sottolinea la difficoltà di estrapolare il concetto di "tipo" alla stratigrafia, mettendo in evidenza che, una volta definiti gli stratotipi del limite inferiore e superiore, lo stratotipo dell'unità non ha più funzione di definizione, ma solo di caratterizzazione.

THIERRY (1998), sostenitore dello "stratotipo alla francese" (stratotipo costituito da un volume roccioso, con tre dimensioni nello spazio), esorta a non abbandonare il concetto di stratotipo dell'unità a favore di quello del limite, essendo entrambi indispensabili e complementari.

La discussione sui vantaggi e sulle problematiche dello stratotipo del limite è continuata anche negli ultimissimi anni, come dimostrano le recenti discussioni di AUBRY *et alii* (2000) e di REMANE (2000),

concernenti principalmente le norme che regolano la definizione dei GSSP. In particolare, AUBRY *et alii* (2000) sottolineano l'importanza di seguire rigidamente le regole e criticano la mancanza di norme formali di priorità. Ad essi REMANE (2000) risponde ribadendo da un lato il concetto che la Standar Global Chronostratigraphic Scale (SGCS) e la Global Stratigraphic Scale (GSS) possono essere basate solo su stratotipi del limite per evitare lacune o sovrapposizioni tra unità successive e dall'altro l'esistenza di precise regole contenute nelle Revised Guidelines pubblicate da REMANE *et alii* (1996). Inoltre, REMANE (2000) sottolinea la necessità di distinguere le regole nomenclaturali dalle norme che riguardano lo scopo ed il contenuto delle unità cronostratigrafiche e/o geocronologiche.

4.2. - GLI STRATOTIPI NELLA DEFINIZIONE E CARATTERIZZAZIONE DELLE UNITÀ STRATIGRAFICHE

Le unità stratigrafiche denominate devono essere definite e caratterizzate in corrispondenza di una località specifica, dove esse siano ben esposte e sviluppate, in modo tale che vi sia uno standard di riferimento comune e concreto per la loro identificazione. È infatti essenziale che le unità in cui vengono distinti i corpi rocciosi che costituiscono la crosta terrestre possiedano attributi chiaramente stabiliti e limiti chiaramente definiti, in modo tale che tutti quelli che le utilizzano comprendano inequivocabilmente il loro significato.

La particolare successione di strati scelta come standard di riferimento per un'unità stratigrafica viene indicata con il nome di stratotipo. Può essere rappresentata da un'area in affioramento o da un pozzo, o una miniera e svolge un ruolo fondamentale nell'istituzione di un'unità stratigrafica ed un riferimento di estrema utilità per la sua identificazione.

Il concetto di unità stratigrafica è basato sulle proprietà o gli attributi delle rocce, come la litologia, il contenuto in fossili, la polarità magnetica, l'età; lo stratotipo nella località tipo rappresenta e materializza lo standard di riferimento su cui è basato il concetto dell'unità, esprimendo in modo particolarmente chiaro ed evidente le caratteristiche dell'unità stessa.

Le unità stratigrafiche vengono definite anche mediante una descrizione scritta, che, per precisa che sia, può essere comunque soggetta a incomprensioni, traduzioni non corrette, interpretazioni, errori e difficoltà nell'esprimere alcuni concetti verbalmente. Per la maggior parte delle unità stratigrafiche e per i loro limiti la definizione standard più stabile ed inequivocabile è rappresentata rispettivamente da un intervallo e da un punto indicati e identificati in uno specifico corpo roccioso, ovvero lo stratotipo dell'unità e lo stratotipo del limite. La descrizione dell'unità rappresenta comunque il complemento della definizione dello stratotipo.

Per alcuni tipi di unità stratigrafiche (ad esempio le biozone di distribuzione), lo standard dell'unità non può essere legato ad una sezione o area specifica, poiché lo scopo stratigrafico dell'unità può variare con il progredire degli studi. In ogni caso, la definizione e caratterizzazione di tali unità può essere valorizzata dall'indicazione di sezioni specifiche di riferimento.

4.3. - DEFINIZIONI

Stratotipo. *Lo standard di riferimento scelto originariamente o successivamente per rappresentare un'unità stratigrafica o un limite stratigrafico.*

Uno stratotipo è un intervallo o un punto in una specifica successione di corpi rocciosi, che costituisce lo standard per la definizione e caratterizzazione di un'unità stratigrafica o per definirne il limite.

Stratotipo dell'unità. *Lo stratotipo di un'unità che rappresenta lo standard di riferimento per la definizione e caratterizzazione dell'intera unità. Se la successione stratificata è completa e ben esposta, il limite inferiore e quello superiore dello stratotipo dell'unità coincidono con gli stratotipi dei limiti (fig. 1).*

Stratotipo del limite. *Una successione di corpi rocciosi che contiene un punto specifico scelto come standard di riferimento per la definizione e caratterizzazione di un limite stratigrafico (figg. 1, 2) (si veda cap. 8., paragrafo 8.3.).*

Stratotipo composito. *Uno stratotipo dell'unità formato dalla combinazione di più intervalli diversi di strati, detti stratotipi componenti, uniti in modo da costituire uno standard di riferimento composito. Viene generalmente utilizzato quando non esiste un unico stratotipo completo e ben esposto ed è quindi necessario indicare una sezione*

come riferimento per parte dell'unità ed un'altra/e sezione/i come riferimento per la/e restante/i parte/i dell'unità. In questo caso una delle due sezioni deve essere considerata come olostratotipo e l'altra come parastratotipo.

Per stratotipo composito si intende anche lo stratotipo di un'unità di rango elevato formato dalla combinazione degli stratotipi delle unità di rango inferiore che la compongono; ad esempio lo stratotipo di un gruppo può derivare dalla combinazione degli stratotipi delle sue formazioni.

Località-tipo. È la località geografica specifica in cui si trova lo stratotipo dell'unità o lo stratotipo del limite. Se non è stato indicato uno stratotipo, la località-tipo è la località dove l'unità o il limite è stato originariamente definito e/o denominato. La località-tipo differisce dallo stratotipo poiché fa riferimento alle varie sezioni di una località geografica e non ad una sezione stratigrafica specifica.

Area-tipo (Regione-tipo). Area o regione geografica in cui è compreso lo stratotipo o la località-tipo di una unità stratigrafica o di un limite stratigrafico.

Olo-, para-, lecto-, neo-, ipostratotipo. Prefissi che distinguono i diversi tipi di stratotipi, originali e supplementari. Secondo COWIE *et alii* (1986), essi dovrebbero essere soppressi poiché creano confusione e introducono analogie biologiche errate; si dovrebbero quindi introdurre sezioni ausiliarie e/o supplementari senza prefisso. Questa linea di pensiero è mantenuta nelle "Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the ICS" di REMANE *et alii* (1996) ed accettata in questa guida.

Per completezza di informazione, si riportano comunque le definizioni secondo SALVADOR (1994):

Olostratotipo. Lo stratotipo originario indicato dall'autore nella proposta di istituzione dell'unità stratigrafica o del limite.

Parastratotipo. Uno stratotipo supplementare usato dall'Autore nella definizione originaria dell'unità, per illustrare l'eterogeneità dell'unità stessa o alcune importanti caratteristiche non evidenti o non esposte nell'olostratotipo.

Lectostratotipo. Uno stratotipo scelto successivamente all'istituzione dell'unità stratigrafica, in mancanza di uno stratotipo originario adeguatamente descritto (olostratotipo).

Neostratotipo. Un nuovo stratotipo scelto per sostituirne uno più vecchio, che è stato distrutto, coperto o reso inaccessibile.

Ipostratotipo (sezione di riferimento o sezione di riferimento ausiliaria). Uno stratotipo proposto dopo la designazione originaria dell'olostratotipo (e del parastratotipo) per estendere la conoscenza dell'unità o del limite in un'area geografica diversa. È sempre subordinato all'olostratotipo e a differenza degli altri tipi può essere scelto al di fuori dei limiti dell'area tipo originaria.

Pur rimanendo intatta l'importanza dello stratotipo come standard di riferimento, occorre sottolineare l'importanza delle sezioni ausiliarie, per l'incremento di informazioni che possono fornire.

4.4. - REQUISITI PER GLI STRATOTIPI

Gli stratotipi per ciascuna delle differenti categorie delle unità stratigrafiche devono possedere i seguenti requisiti:

a. Rappresentatività. Il requisito più importante per uno stratotipo è che rappresenti adeguatamente il concetto per il quale fa da riferimento. Idealmente, lo stratotipo dell'unità stratigrafica dovrebbe essere rappresentato da una sezione dove tutte le rocce dell'unità affiorano dalla base al tetto e sono esposte per tutta la sua estensione laterale. Poiché questo è impossibile, si deve fare assegnamento su una singola sezione o un'area dove le rocce dell'unità siano ben esposte e continue. Qualora non vi sia continuità di esposizione o siano presenti complicazioni strutturali, è necessario istituire uno stratotipo composito, o parastratotipi e ipostratotipi, oppure considerare semplicemente lo stratotipo dell'unità come l'intervallo stratigrafico compreso tra lo stratotipo del limite che indica la base dell'unità e lo stratotipo del limite che ne definisce il tetto. Seguendo le raccomandazioni della GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON (1967) e di McLAREN (1977), si sottolinea che per le unità chronostratigrafiche (sistemi, serie, piani) la definizione dovrebbe enfatizzare la scelta dello stratotipo del limite inferiore dell'unità, mentre il limite superiore è definito dallo stratotipo del limite inferiore dell'unità soprastante. Questa scelta è motivata dalla necessità di evitare sovrapposizioni o lacune tra unità chronostratigrafiche successive, ed è stata adottata dalla ICS (International Commission on Stratigraphy). COWIE *et alii* (1986) e COWIE (1986) hanno proposto il termine GSSP "Global Boundary Stratotype Section and Point" per definire gli stratotipi del limite delle unità della Scala Cronostratigrafica e Standard (si veda il cap.8.).

b. Descrizione. *La descrizione di uno stratotipo deve considerare sia l'aspetto geografico che quello geologico. La descrizione geografica deve permettere una facile localizzazione dello stratotipo sul terreno e deve includere una carta dettagliata e l'indicazione delle modalità di accesso. È utile inoltre fornire fotografie aeree e fotografie a scala appropriata che mostrino l'estensione areale dell'unità nell'area tipo e la posizione geografica dei suoi limiti.*

La descrizione geologica deve comprendere le caratteristiche litologiche, paleontologiche, mineralogiche, petrologiche e geofisiche, lo spessore, la giacitura, la struttura, l'assetto geomorfologico ed ogni altro elemento geologico che caratterizza lo stratotipo. È necessario descrivere in dettaglio i limiti nonché le relazioni con le unità adiacenti e addurre le motivazioni per la scelta dei limiti. La descrizione geologica deve essere accompagnata da una rappresentazione grafica della sezione, colonne stratigrafiche, sezioni geologiche, fotografie ed una carta geologica dell'area che comprende lo stratotipo.

c. Identificazione ed indicazione. *Uno stratotipo deve essere chiaramente contrassegnato. Uno stratotipo del limite deve essere segnato in un punto della successione scelta, possibilmente da un elemento permanente, in modo da indicare la posizione dell'orizzonte del limite. Uno stratotipo dell'unità deve essere chiaramente delimitato dagli stratotipi del limite della sua base e della sua sommità. Anche se è preferibile che i punti dei limiti vengano segnati da marker artificiali, è comunque necessario descrivere in dettaglio la loro posizione, sia geograficamente che geologicamente, in modo da non aver dubbi sulla loro esatta ubicazione.*

d. Accessibilità e conservazione. *Lo stratotipo deve essere accessibile a tutti coloro che sono interessati ad esaminarlo, senza che vi siano impedimenti di natura politica o legati ad altre circostanze. Deve inoltre essere garantita la sua conservazione a lungo termine.*

e. Stratotipi del sottosuolo. *Si possono istituire stratotipi del sottosuolo qualora manchino adeguate e sufficienti sezioni di superficie e siano disponibili adeguati campionamenti e log del sottosuolo.*

f. Ratifica. *L'utilità degli stratotipi per le unità stratigrafiche di estensione internazionale dipende da quanto diffusamente essi sono accettati e riconosciuti come standard di riferimento delle unità. È pertanto auspicabile che la designazione di uno stratotipo venga sottoposta ad approvazione dell'istituzione geologica avente il maggior potere decisionale in ciascun caso particolare. Così, se per gli stratotipi di unità di estensione e interesse locale è sufficiente la ratifica di commissioni stratigrafiche o servizi geologici nazionali, per le unità di applicazione internazionale o globale (unità cronostatigrafiche) è necessaria la ratifica da parte dell' International Commission on Stratigraphy della IUGS (COWIE et alii, 1986; COWIE, 1986; REMANE et alii, 1996).*

4.5. - REQUISITI PER LE LOCALITÀ-TIPO DI CORPI ROCCIOSI IGNEI O METAMORFICI NON STRATIFICATI

I requisiti per la scelta appropriata delle località-tipo e aree-tipo per corpi rocciosi ignei o metamorfici non stratificati sono simili a quelli necessari per l'istituzione degli stratotipi delle unità stratigrafiche stratificate. Esse devono pertanto esprimere le caratteristiche dell'unità, devono essere descritte in dettaglio, sia geograficamente che geologicamente, e devono essere facilmente accessibili.

BIBLIOGRAFIA

- AUBRY M.P., VAN COUVERING J., BERGGREN W.A. & STEININGER F. (2000) - *Should the Golden Spike glitter: Episodes*, **23**, 3: 203-210.
- AZZAROLI A. & CITA M.B. (1968) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica*. Boll. Serv. Geol. It., **89**: 1-22.
- COWIE J.W. (1986) - *Guidelines for boundary stratotypes*. Episodes, **9**: 78-82.
- COWIE J.W., ZIEGLER A.W., BOUCOT A.J., BASSETT M.G. & REMANE J. (1986) - *Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS)*. Cor. Forsch. Inst. Senckenberg, **83**: 1-14.

- GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON (1967) - *Report of the Stratigraphical Code Sub-committee*. T.N. GEORGE *et alii*, Geol. Soc. London Proc., **1638**: 75-87.
- HARLAND W.B. (1992) - *Stratigraphic regulation and guidance: A critique of current tendencies in stratigraphic codes and guides*. Geol. Soc. Amer. Bull., **104**, 10: 1231-1235.
- HEDBERG H.D. (1954) - *Procedure and terminology in stratigraphic classification*. 19 Int. Geol. Cong. (Algiers, 1952), **13**: 205-233.
- HEDBERG H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. John Wiley & Sons: pp. 200.
- MCLAREN D.J. (1977) - *The Silurian-Devonian boundary Committee: a final report*. In A. MARTINSSON (Ed.): *The Silurian-Devonian boundary*. IUGS Series A, 5, E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung: 1-34.
- ORBIGNY A.D' (1842-1851) - *Paléontologie française. Terraines jurassique. I - Cephalopodes*. MASSON (Ed.), Paris: pp.642.
- REMANE J., BASSETT M.G., COWIE J.W., GORBHANDT K.H., LANE H.R., MICHELSEN O. & WANG NAIWEN (COORD.) (1996) - *Revised Guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS)*. Episodes, **19**, 3: 77-81.
- REMANE J. (2000) - *Comments on the paper of "Should the Golden Spike glitter?" by M.-P. Aubry et alii*. Episodes, **23**, 3: 211-213.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.
- THIERRY J. (1998) - *Les stratotypes à la française: notion désuète ou héritage conceptuel fondamental?* Abstracts volume, II Congrès Français de Stratigraphie, Paris 8-11 Septembre 1998.

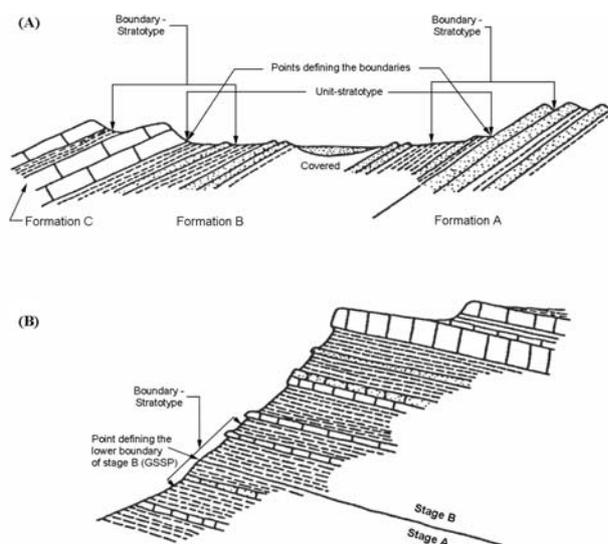


Fig. 1 - **A**) Caratteri dello stratotipo dell'unità e degli stratotipi dei limiti per un'unità litostatigrafica (Formazione B); **B**) Stratotipo del limite per un'unità cronostatigrafica (Piano). Il limite inferiore del piano B è definito da un punto (GSSP) nella successione di rocce (da SALVADOR, 1994).

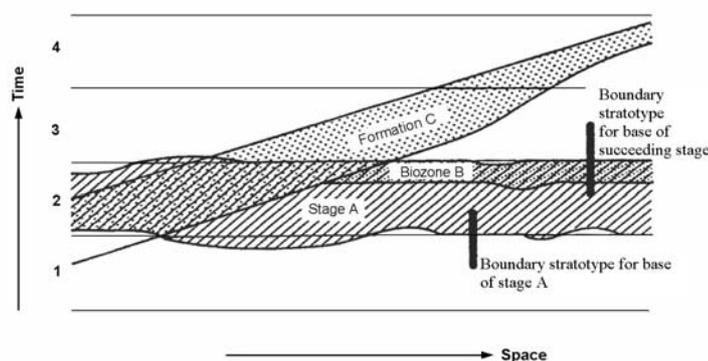


Fig. 2 - Caratteri e significato dei vari stratotipi in stratigrafia (da COWIE & BASSETT, 1990).

5. - LITOSTRATIGRAFIA

5.1. - INTRODUZIONE

La litostratigrafia si occupa di suddividere e gerarchizzare le successioni rocciose in unità formali distinte sulla base della loro litologia; l'unità litostratigrafica risulta quindi un corpo roccioso separabile da quelli adiacenti in base alle caratteristiche litologiche ed alla posizione stratigrafica. Ne consegue che concorrono alla definizione di un'unità litostratigrafica solo caratteri fisici, facilmente riconoscibili sul terreno. È richiesta una complessiva omogeneità litologica o la presenza di caratteri litologici peculiari.

Anche il contenuto fossilifero, se particolarmente rappresentativo, può essere utile nella distinzione di unità litostratigrafiche (ad esempio nel caso di coquine, radiolariti, livelli di carbone, ecc.; il Rosso Ammonitico, gli scisti ad aptici sono esempi di come i fossili possano essere uno dei caratteri più facilmente riconoscibili in una formazione).

Vengono di seguito descritte le unità litostratigrafiche di uso formale, con particolare attenzione alle procedure per la loro istituzione e revisione; questa discussione si rivela infatti di grande importanza, dal momento che le unità litostratigrafiche rappresentano le unità fondamentali per gli studi geologici di base e la cartografia geologica. Ancora oggi, nel panorama geologico italiano, è fortemente necessaria una omogeneizzazione delle procedure formali. Uno sforzo in questa direzione è rappresentato dalla pubblicazione di un nuovo Catalogo delle Formazioni della Carta Geologica d'Italia a cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana (DELFRATI *et alii*, 2000, 2002a,b), edito dal Servizio Geologico d'Italia, dove viene proposta una scheda di revisione che comprende tutte le voci necessarie alla esaustiva descrizione delle formazioni.

5.2. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

Le unità litostratigrafiche formali risultano così gerarchizzate: strato (colata)- membro- formazione-gruppo. Unità litostratigrafiche informali sono la lingua e la lente, dove per lingua si intende una parte di un'unità litostratigrafica che si protende al di fuori del corpo principale dell'unità stessa, mentre per lente si intende un corpo lenticolare distinto litologicamente dall'unità litostratigrafica che lo racchiude.

Seguendo anche le indicazioni dell'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994), si sconsiglia l'uso di queste unità informali in Italia, poiché i nomi a loro attribuiti (scritti con la lettera iniziale del termine litologico o del tipo di unità minuscola) possono essere utilizzati da autori successivi in modo scorretto (iniziali sopramenzionate maiuscole) e quindi queste unità possono essere confuse con unità formali. Inoltre, i termini geografici utilizzati per esse divengono poi inutilizzabili per le unità formali.

1. Strato

È un livello o letto delimitato da due discontinuità/superfici fisiche all'interno di una successione stratificata distinguibile da quelli adiacenti sulla base delle sue caratteristiche litologiche. Ha uno spessore da pochi centimetri a pochi metri. Più letti contigui/sovrapposti, che presentino omogeneità litologica possono costituire un'unità litostratigrafica formale. Possono rivelarsi estremamente utili per correlazioni.

L'equivalente dello strato nell'ambito delle rocce vulcaniche è la "colata".

2. Membro

È una parte di una formazione distinguibile dal resto della formazione stessa in base alle sue caratteristiche litologiche. Non è vincolato a limiti di estensione o spessore; deve essere istituito formalmente solo in caso di reale utilità. Deve avere uno stratotipo chiaramente designato.

L'istituzione di un membro non indica automaticamente che il resto della formazione sia un altro membro, cioè non è necessario che una formazione sia totalmente suddivisa in membri.

3. Formazione

È l'unità litostratigrafica fondamentale. Indica un corpo roccioso distinguibile da quelli adiacenti sulla base delle caratteristiche litologiche. Una formazione risulta definita unicamente dalla sua litologia (composizione, tessitura, strutture, colore) e dalla sua posizione stratigrafica; può essere costituita da un qualsiasi tipo di roccia (sedimentaria, ignea, metamorfica o, in alcuni casi, associazioni di due o più tipi di roccia) e può includere anche discontinuità deposizionali, a meno che non coincidano con significativi cambiamenti litologici.

Secondo la versione della ISG (1976) la presenza di importanti discontinuità all'interno di una formazione è poco desiderabile. Nel panorama geologico italiano esistono numerose situazioni nelle quali, in presenza di discontinuità che rappresentino delle ampie lacune temporali ed abbiano estensione regionale, è preferibile separare formazioni diverse, anche in presenza di una relativa omogeneità litologica.

Sono caratteri fondamentali per una formazione la riconoscibilità sul terreno e la cartografabilità. La cartografabilità impone uno spessore minimo per la formazione; il limite inferiore è infatti quello rappresentabile alla scala della carta geologica (ad esempio, per una carta alla scala 1:50.000 lo spessore minimo è di qualche decina di metri). Nel contesto geologico italiano, nel caso che una formazione abbia un significato stratigrafico particolare, è ammesso in via eccezionale che essa sia considerata valida anche se il suo spessore è inferiore a 10 m [ad esempio, nel Foglio 063, Belluno, della Carta Geologica d'Italia (scala 1:50.000) compare l'Arenaria glauconitica di Belluno, un'arenaria a granulometria media, glauconitica e fossilifera, con spessori variabili tra i 2 ed i 10 m, la quale, nonostante lo spessore limitato, mostra una buona continuità laterale ed è pertanto considerata un buon *marker* stratigrafico. Per questi motivi nel nuovo Catalogo delle Formazioni della Carta Geologica d'Italia (DELFRAFI *et alii*, 2000) la formazione è validata sulla base della revisione di GHIBAUDO *et alii* (1996)].

La formazione è descritta in modo completo da: nome (ed eventuali sinonimie e priorità) e riferimenti bibliografici della sua istituzione, area tipo, stratotipo (più eventuali sezioni di riferimento e affioramenti tipici), estensione degli affioramenti, caratteri litologici (di terreno e di laboratorio), spessore (nello stratotipo, oltre ad eventuali variazioni nell'area tipo), rapporti stratigrafici (formazione/i sottostante/i, formazione/i sovrastante/i, formazione/i eteropica/che, formazione incassante), contenuto fossilifero, attribuzione cronologica, ambiente deposizionale, dominio paleogeografico ed unità strutturale di appartenenza della formazione.

4. Gruppo

È un'unità litostratigrafica che raggruppa due o più formazioni con caratteri litologici comuni. I gruppi sono di una certa utilità nella cartografia a piccola scala e negli studi regionali. Rispetto alle formazioni, mostrano più flessibilità; ad esempio possono essere costituiti da formazioni diverse in aree diverse, oppure una formazione può essere condivisa da gruppi adiacenti lateralmente. Il gruppo ha uno stratotipo composito, dato dagli stratotipi delle unità che lo compongono.

5. Supergruppo e Sottogruppo

Il supergruppo riunisce gruppi o insiemi di gruppi e formazioni sulla base della condivisione di alcune proprietà litologiche. Deve essere istituito solo in caso di reale utilità. Un sottogruppo è una divisione interna ad un gruppo.

6. Complesso

È un'unità litostratigrafica che comprende diversi tipi di rocce (sedimentarie, ignee, metamorfiche) e risulta caratterizzata da mescolanza litologica irregolare o complicazioni nei rapporti strutturali tra i diversi componenti, tali da oscurare la sequenza originaria delle rocce componenti e da non permettere la cartografabilità delle singoli componenti rocciose o della sequenza rocciosa. Il termine può essere usato come parte di un nome formale al posto di un termine litologico o gerarchico.

Il complesso è considerato dall'ISG (1994) un'unità litostratigrafica formale non gerarchica, mentre secondo il NASC (1983) è compreso tra le unità litodemiche, introdotte per la classificazione delle rocce ignee e metamorfiche non stratiformi (si veda anche cap. 2., paragrafo 2.4.). Quest'ultima interpretazione è stata ritenuta inutile nella sostanza e dannosa nella pratica (SALVADOR, 1978b), pertanto non ha di fatto avuto seguito (PASQUARÈ *et alii*, 1992; ISG, 1994).

Al contrario, il complesso come unità litostratigrafica ha avuto in Italia già numerose applicazioni, come mostrano, ad esempio, i numerosi complessi rappresentati nel foglio 197, Bobbio, della Carta Geologica d'Italia (scala 1:50.000), come il complesso di Casanova (che comprende arenarie ofiolitiche, breccie mono- e poligeniche a matrice pelitica, breccie poligeniche a matrice arenacea e olistoliti) o il complesso di Monte Veri (che comprende argille, breccie, arenarie ofiolitiche, olistoliti, basalti, gabbri, granitoidi, diaspri, calcari).

Va precisato che il complesso come unità litostratigrafica ha limiti di natura primaria, cioè non tettonici, cosa che invece sembra consentita dal NASC (1983, art. 31). Va escluso quindi per il termine un significato stratigrafico-strutturale o strutturale.

I complessi sedimentari, ignei o metamorfici vanno perciò intesi in riferimento alla complessità interna dell'unità litostratigrafica, prima della sua copertura da parte dell'unità litostratigrafica sovrastante, ma non in riferimento alla deformazione tettonica che successivamente le può coinvolgere entrambe. In questo senso i complessi risultano significativamente differenti rispetto al "complesso strutturale", così come inteso dal NASC, che ha significato di unità strutturale.

7. Orizzonte litostratigrafico o litoorizzonte o livello guida

È una superficie distinta per le sue peculiari caratteristiche litologiche (ad esempio un limite di un'unità litostratigrafica o una superficie all'interno dell'unità stessa), oppure un livello marker di limitato spessore con litologia distintiva a scala apprezzabile (ad esempio, il Livello Bonarelli ed il Livello Selli del Cretacico dell'Appennino).

8. Unità litostratigrafiche informali

Se un'unità litostratigrafica merita un nome, necessita una definizione ed una descrizione formale, così come descritto al successivo paragrafo 5.3.

In tal modo si impone una disciplina con lo scopo di limitare il rischio di creare unità mal definite, che portano ad incomprensioni. Le possibilità di equivoco tra unità formali ed informali sono infatti molte; ad esempio, nel caso vengano pubblicate delle unità con la lettera iniziale del termine litologico o gerarchico minuscola (utilizzo informale), può accadere che prima o poi siano ripubblicate con la lettera iniziale maiuscola (utilizzo formale), creando in tal modo confusione. Inoltre, nella lingua parlata e nelle presentazioni orali non è possibile distinguere tra termini che abbiano la lettera iniziale maiuscola o minuscola. Infine, l'uso di nomi geografici per unità informali, preclude successivamente l'utilizzo degli stessi per unità formali.

Pertanto, se possibile, è preferibile evitare il riconoscimento e l'utilizzo di unità litostratigrafiche informali che possano col tempo correre il rischio di essere trattate come unità formali.

I termini "litozona" e "zona" sono stati utilizzati informalmente per quelle unità litostratigrafiche distinte sulla base delle proprietà litologiche, alle quali si fa riferimento occasionalmente, ma per le quali non sussistono le caratteristiche per giustificare una designazione formale. Corpi litostratigrafici distinti più per la loro utilità che per la loro litologia (come acquiferi, sabbie petrolifere, livelli carboniosi, giacimenti minerari) sono da considerarsi informali anche se distinti da un nome. Tali unità, tuttavia, possono essere riconosciute formalmente come strati, membri o formazioni se risultano importanti per l'interpretazione della stratigrafia regionale.

5.3. - PROCEDURE PER STABILIRE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

Obiettivo di questo paragrafo è definire le procedure per l'istituzione di nuove unità e porre in termini corretti l'eventuale revisione delle unità esistenti; nel panorama geologico italiano sussistono infatti ancora notevoli problemi legati all'utilizzo solo parziale di una normativa standardizzata per la definizione

delle unità litostratigrafiche. I problemi di comunicazione nell'ambito della comunità scientifica si riflettono nella difficoltà di elaborare una carta geologica per il territorio nazionale che abbia una certa omogeneità.

La designazione formale di un'unità litostratigrafica prevede alcune procedure che possono riassumersi nei seguenti punti:

1) L'istituzione di un'unità litostratigrafica comporta la definizione esplicita dei caratteri litologici che la distinguono da quelle adiacenti. Ciò è particolarmente importante per distinguere formazioni con litologia molto simile [un esempio è rappresentato da certe formazioni distinte nelle piattaforme carbonatiche del Triassico delle Dolomiti, che possono dar luogo a confusione per la scarsa riconoscibilità (v. Dolomia del Serla inferiore e formazione di Lusnizza)]. Altre unità presentano al loro interno una grande variabilità litologica, che rende di nuovo problematica la loro distinzione: ad esempio il Gruppo di Raibl, che si trova al di sotto della Dolomia Principale, comprende rocce carbonatico-terrigene varicolori e non è mai stato definito in modo chiaro.

2) *Per tutte le unità litostratigrafiche formali è obbligatoria la definizione di uno stratotipo e di sezioni di riferimento o di affioramenti caratteristici. Nel caso in cui, successivamente alla sua designazione, uno stratotipo non sia più accessibile o sia male esposto, le sezioni di riferimento diventano di importanza fondamentale* (ad esempio, si veda il caso dello stratotipo del calcare di Prezzo nelle Giudicarie inferiori, dove la sezione di Prezzo attualmente non è più visibile).

È necessaria l'ubicazione precisa dello stratotipo.

Se lo stratotipo è originariamente mal definito o incompleto, è possibile ridefinirlo a posteriori.

Nel panorama geologico italiano emerge il problema che in alcuni casi risulta difficile reperire sezioni complete o composite, che possano rivestire il ruolo di stratotipi. Nonostante questa pratica sia da considerarsi del tutto eccezionale (dove realmente mancano affioramenti completi), è ammessa, in casi straordinari e solo per unità di rilevante importanza, la designazione di uno stratotipo incompleto per esplicita dichiarazione della irreperibilità di una sezione completa, ma vanno comunque indicati i rapporti stratigrafici con le unità poste a letto e a tetto (limiti stratigrafici inferiore e superiore), l'area tipo, la località tipo ed i tipici affioramenti dell'unità che ben rappresentano le peculiarità dell'unità in esame. Questi ultimi dovranno essere facilmente accessibili. Nel contesto geologico italiano, un esempio può essere rappresentato dalle brecce di Costa Cravara, che sono un'unità di utilizzo consolidato ed importanti per la loro cartografabilità, pur non essendo reperibile uno stratotipo completo. Questo problema è legato alla natura litologica stessa delle brecce, che presentano affioramenti discontinui e di spessore irregolare.

Nel caso del gruppo, lo stratotipo risulta composito, in quanto rappresentato dagli stratotipi delle singole formazioni riunite nel gruppo.

3) È obbligatoria la scelta e descrizione dei limiti stratigrafici con le formazioni a letto ed a tetto ed i rapporti laterali, la loro esplicita descrizione (contatto netto, transizione graduale, interdigitazione, ecc.) e la descrizione del criterio o dei criteri sulla base dei quali sono stati posizionati (ad esempio, la prima comparsa di selci in una successione calcarea). Riguardo alla descrizione dei rapporti laterali, essi possono variare molto qualora si esca dall'area tipo e non sempre corrispondere a quelli visibili nello stratotipo.

I limiti di una formazione devono essere stratigrafici e non tettonici; solo eccezionalmente per alcune formazioni e limitatamente ad alcune aree (ad es. in Liguria), non essendo possibile l'utilizzo dei limiti stratigrafici, può essere ammesso l'impiego dei limiti tettonici nella definizione dell'unità.

I limiti vanno posizionati esclusivamente su base litologica, cioè in corrispondenza di un cambiamento nelle caratteristiche litologiche. Livelli guida possono essere usati come limiti di unità litostratigrafiche.

Nella scelta dei limiti verticali e laterali di un'unità stratigrafica è criterio imprescindibile la loro riconoscibilità sul terreno; inoltre, *si deve tener conto della tracciabilità laterale, dell'espressione fisiografica, del contenuto fossilifero.*

4) Nel caso dell'istituzione di gruppi, è necessario definire esplicitamente il criterio litologico sulla base del quale è stato operato il raggruppamento. *È sconsigliabile istituire gruppi per classificare corpi rocciosi per i quali non siano ancora state istituite delle formazioni; è meglio istituire una formazione e poi in seguito elevarla al rango di gruppo, con la suddivisione formale in formazioni.*

5) Priorità: per le unità litostratigrafiche vale il principio della priorità. Una formazione, se correttamente definita, va usata e mantenuta nel tempo.

6) Per revisione di un'unità litostratigrafica si intende la procedura attraverso la quale si apportano modifiche allo stratotipo, limiti stratigrafici e rapporti stratigrafici, età ed altri elementi ritenuti essenziali all'identificazione dell'unità. In una revisione è possibile designare uno stratotipo a posteriori qualora non sia stato originariamente scelto.

La denominazione di un'unità litostratigrafica segue le regole esposte nel cap. 3. di questa guida, con alcune integrazioni. *Le unità litostratigrafiche formali vanno nominate con il termine corrispondente al rango gerarchico dell'unità (scritto con la lettera iniziale maiuscola), seguito dal nome geografico appropriato, ad esempio che indica l'area tipo o la località tipo (ad esempio: Formazione di Breno, Membro di Cencenighe, Calcere Metallifero Bergamasco); nel caso la litologia sia omogenea e diagnostica, il primo nome può essere riferito alla litologia stessa (va scritto comunque con la lettera iniziale maiuscola. Ad esempio: Arenarie di Bordighera, Calcere di Camorelli). Sono sconsigliati termini genetici o interpretativi come flysch o torbidite.*

L'estensione di un'unità in bacini o sottobacini sedimentari adiacenti spesso comporta la sua diversa denominazione. *È di norma preferibile estendere, anche formalmente, la stessa formazione a più bacini, privilegiando le correlazioni, più che legare una formazione ad una sola successione ed istituirne di nuove per gli altri bacini.*

Talora alcune unità litostratigrafiche italiane sono entrate nell'uso comune con nomi che non corrispondono a queste procedure formali, come ad esempio la Maiolica, il Rosso Ammonitico, la Dolomia Principale, il Macigno, la Corna, la Dolomia a Conchodon. Questi nomi vanno mantenuti perché di uso consolidato, ma va precisato (tra parentesi) il rango gerarchico dell'unità. È in preparazione da parte del Servizio Geologico d'Italia un catalogo riportante la schedatura delle formazioni litostratigrafiche tradizionali.

In Inghilterra, dove la geologia stratigrafica ha radici antichissime ed è consolidato l'uso di una nomenclatura litostratigrafica tradizionale, si è stabilito di mantenere i nomi tradizionali, quando possibile, modificandoli leggermente per adattarli al contesto gerarchico moderno (RAWSON *et alii*, 2002).

5.4. - ESEMPIO DI FORMALIZZAZIONE

La distinzione di unità litostratigrafiche nel contesto geologico italiano mostra come questa metodologia stratigrafica presenti complicazioni notevoli, non sempre esauribili nella casistica contemplata da una guida o dai manuali.

Un esempio di un'unità litostratigrafica nel contesto geologico italiano per la quale è stato possibile giungere ad una piena formalizzazione e validazione è rappresentato dalla Formazione di Sogno. Questa formazione affiora in Lombardia con estensione globale inferiore ai 10 kmq. Proposta, ma non ufficialmente formalizzata, da GAETANI e POLIANI nel 1982, compare in lavori successivi di diversi Autori (GAETANI & ERBA, 1990; BAUMGARTNER *et alii*, 1995, BERSEZIO *et alii*, 1997). La formazione è denominata in letteratura anche in altri modi, che rappresentano la sinonimia della formazione stessa: Rosso Ammonitico Lombardo p.p., Calcere di Domaro p.p. (DEL SERE, 1966).

Lo stratotipo designato è "Monte Brughetto", denominato "Colle di Sogno" in GAETANI & ERBA (1990) (fig. 1; GAETANI & ERBA, 1990, modificata), del quale sono indicate anche la Carta Tecnica Regionale nella quale è contenuto e le coordinate geografiche della base, mentre le sezioni stratigrafiche di supporto proposte sono "Il Pizzo", "Torre de' Busi", "Pedrino", "Palazzo" (GAETANI & POLIANI, 1978) e "Il Maglio" (GAETANI & ERBA, 1990).

Dal punto di vista litologico, i caratteri di terreno sommarî comprendono tre litozone, rappresentate dal basso rispettivamente da: calcari marnosi e marne con argilliti nella porzione centrale; alternanze ritmiche di calcari marnosi e marne; calcari con noduli di selce e marne subordinate sottilmente stratificate con superfici di strato ondulate e giunti pelitici laminati.

I caratteri litologici di laboratorio riguardano le microfacies (biomicriti a *Bositra* o a radiolari nella parte superiore), le curve calcimetriche (GAETANI & POLIANI, 1978), la biostratigrafia a nannofossili (GAETANI & ERBA, 1990) e a radiolari (BAUMGARTNER *et alii*, 1995), osservazioni sulla mineralogia della frazione detritica extrabacinale (GAETANI & POLIANI, 1978).

Per quanto riguarda i rapporti stratigrafici, la Formazione di Sogno è sovrastante, a seconda dell'area geografica, al Calcere di Domaro (limite netto o graduale nelle aree più orientali) o al calcare di Morbio (limite netto). Oltre alla natura del limite, nell'atto formale di istituzione (GAETANI & POLIANI, 1978) vengono descritti i criteri litologici sulla base dei quali è stato posizionato il limite (ad esempio, il limite con il calcare di Morbio corrisponde al passaggio da calcari grigio-nocciola bioturbati in strati planari di circa 20 cm, localmente con selce grigia in liste, a marne grigie e rossastre con interstrati calcareo-marnosi) e vengono indicati affioramenti dove esso sia particolarmente visibile. La formazione sovrastante è la Formazione delle Radiolariti (limite in corrispondenza del primo strato di selce laminata). Inoltre è indicato il Rosso Ammonitico Lombardo come formazione eteropica; anche in tal caso è descritto il tipo di limite ed il criterio litologico su cui è basato (passaggio da marne laminate di calcare rosato a calcari nodulari e brecciole di colore rosso cupo).

Su base biostratigrafica (il contenuto in macro e microfossili è riportato per esteso nell'atto di istituzione) la formazione è attribuita al Toarciano-Bajociano inferiore; in particolare la parte inferiore è datata con ammonoidi (*Zona Tenuicostatium variabilis*), la parte superiore con nannofossili. Caratteri aggiuntivi descritti sono l'ambiente deposizionale, che risulta marino pelagico, con un episodio anossico basale nelle aree più francamente bacinali, il dominio paleogeografico di appartenenza, cioè il Bacino Lombardo, *plateau* dell'Albenza, ed infine l'unità strutturale di appartenenza (Sudalpino).

BIBLIOGRAFIA

- BAUMGARTNER P.O., MARTIRE L., GORICAN S., O'DOHERTY L., ERBA E. & PILLEVUIT A. (1995) - *New Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites and nannofossils from the Southern Alps (Northern Italy)*. *Mém. Géol.*, **23**: 737-750.
- BERSEZIO R., JADOUL F. & CHINAGLIA N. (1997) - *Geological map of the Norian-Jurassic succession of the Southern Alps north of Bergamo: explanatory notes*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **116** (2): 363-378.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1: 50.000, FOGLIO 63 (BELLUNO) - Serv. Geol. d'Italia, Roma. *Note illustrative* (COSTA V., DOGLIONI C., GRANDESSO P., MASETTI D., PELLEGRINI G.B. & TRACANELLA E.), 1996, pp. 76.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA IN SCALA 1:50.000, FOGLIO 197 (BOBBIO) - Serv. Geol. d'Italia, Roma. *Note illustrative* (ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M., OTTRIA G.), 1997, pp. 106.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPPPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo I - Unità validate*. Quaderni SGN, serie III, **7**, fasc. I, pp. 228.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPPPELLI G., PAMPALONI R. & PETTI F.M. (2002a) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo II - Unità non validate: unità da riclassificare e/o da abbandonare*. Quaderni del SGN, serie III, **7**, fasc. II, 280 pp. CD-Rom allegato a Geitalia n. **10**, 2002.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPPPELLI G. & PETTI F.M. (2002b) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo III - Unità validate*. Quaderni SGN, serie III, **7**, fasc. III, pp. 207. CD-Rom allegato a Geitalia n. **10**, 2002.
- DEL SERE M. (1966) - "*Lagenidea*" del Lias dell'Albenza (Bergamo). *Riv. It. Paleont. Strat.*, **72** (1): 147-188.
- GAETANI M. & ERBA E. (1990) - *Il Bacino Lombardo: un sistema paleo alto/fossa in un margine continentale passivo durante il Giurassico*. In JADOUL F. & MASSIOTTA P. (Eds.): "*La geologia italiana degli anni '90 - Guida alle escursioni pre-congresso*", 75° Congr. Naz. Soc. Geol. It.: Escursione A3, Milano: pp. 23.
- GAETANI M. & POLIANI G. (1978) - *Il Toarciano e il Giurassico medio in Albenza (Bergamo)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **84** (2): 349-382.
- GHIBAUDO G., GRANDESSO P., MASSARI F. & UCHMAN A. (1996) - *Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary, Venetian Basin, northeastern Italy)*. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **120**: 261-279.
- HEDBERG H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. John Wiley & Sons, New York: pp. 200.
- NASC NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code (NASC)*. *AAPG Bull.*, **67**, 5: 841-875.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Guida al rilevamento e all'informatizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Quaderni SGN, serie III, **1**, pp. 203.
- RAWSON P.F., ALLEN P.M., BRENCHELY P.J., COPE J.C.W., GALE A.S., EVANS J.A., GIBBARD P.L., GREGORY F.J., HAILWOOD E.A., HESSELBO S.P., KNOX R.W.O'B., MARSHALL J.E.A., OATES M., RILEY N.J., SMITH A.G., TREWIN N. & ZALASIEWICZ J.A. (2002) - *Stratigraphical Procedure*. Geological Society, Prof. Handbook: pp. 58.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.

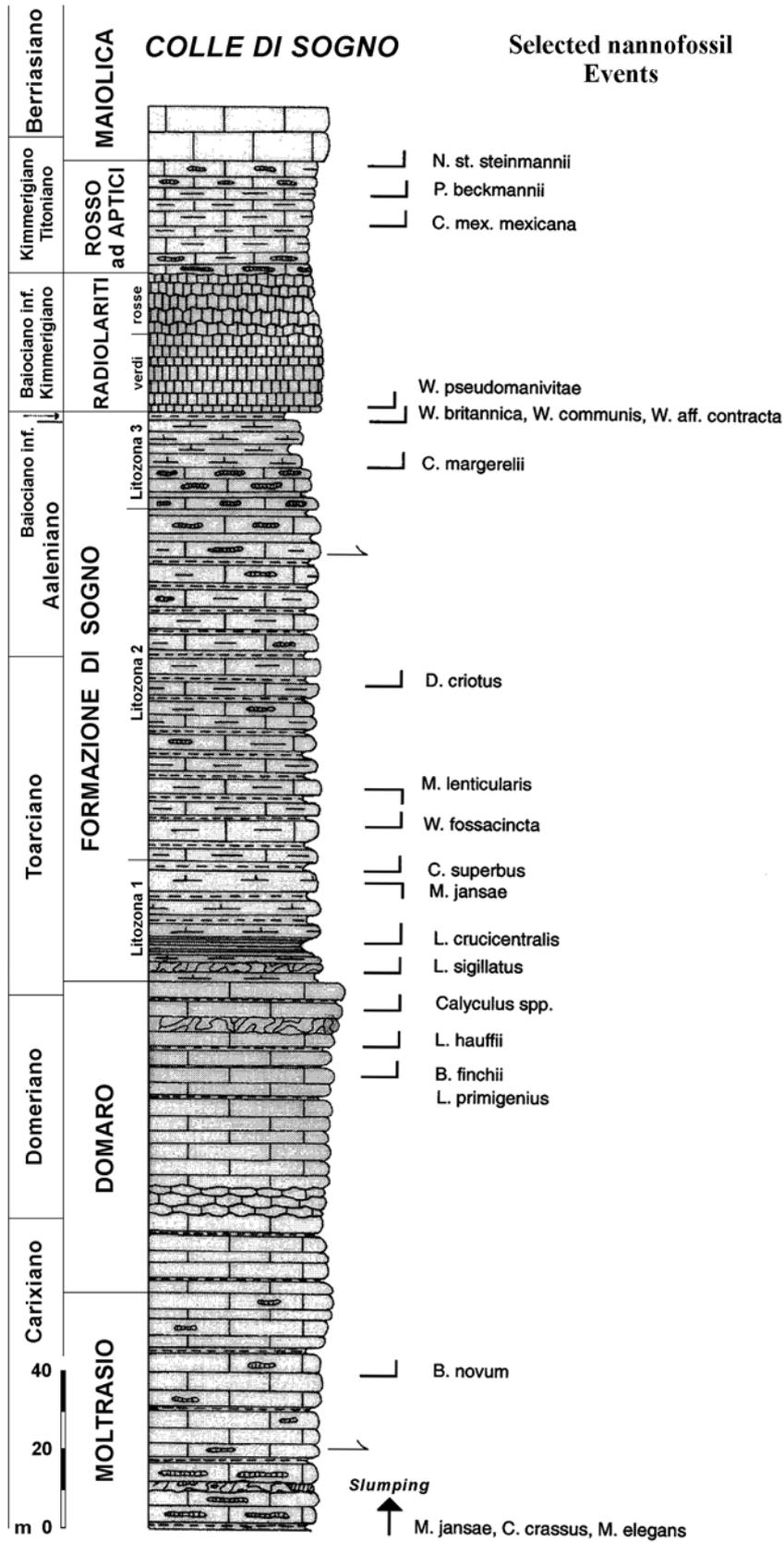


Fig. 1 - Litostratigrafia e biostratigrafia a nanofossili calcarei della Formazione di Sogno nella sezione-tipo di Colle di Sogno (da GAETANI & ERBA, 1990, modificata).

6. - BIOSTRATIGRAFIA

Il presente capitolo rappresenta un aggiornamento del capitolo di norme e definizioni riguardanti le unità biostratigrafiche prodotto dalla Commissione Italiana di Stratigrafia (CIS) nel 1993. Il documento è pertanto modificato laddove interventi successivi alla sua pubblicazione, in particolare la versione ISG 1994, abbiano apportato contributi originali alla metodologia, alle procedure di istituzione, definizione e denominazione delle unità biostratigrafiche, ed è integrato con esempi di applicazioni biostratigrafiche al contesto italiano.

6.1. - INTRODUZIONE

La diffusa presenza di resti fossili nelle rocce sedimentarie fornisce uno strumento per la loro classificazione e correlazione secondo alcuni criteri, tra cui quello temporale. La disciplina che si occupa di questo aspetto viene definita biostratigrafia.

Nei paragrafi successivi saranno discussi la natura della documentazione paleontologica (i fossili) e le diverse possibilità di classificazione delle successioni sedimentarie sulla base del loro contenuto fossilifero (classificazione biostratigrafica).

6.2. - I FOSSILI

I fossili solitamente costituiscono una componente sparsa e quantitativamente minore di uno strato roccioso. Anche all'interno di una formazione definita fossilifera, non tutti gli strati contengono fossili, tranne in casi eccezionali (Calcari e marne a Posidonia).

A causa della loro abbondanza a livello locale, i fossili possono rivestire carattere litologico distintivo. In quanto resti di organismi, essi sono indicatori di antichi ambienti e sono essenziali nell'interpretazione paleoecologica, paleobiologica, paleoclimatica e paleoceanografica. Infine, poiché gli organismi sono l'espressione di una evoluzione non ripetitiva, i fossili da essi derivati sono particolarmente efficaci nelle correlazioni, nelle datazioni relative dei livelli che li contengono (biocronologia) e nell'individuazione di continuità o discontinuità di deposizione nelle successioni sedimentarie.

6.2.1. - Fossili rimaneggiati

I fossili contenuti in rocce di una certa età possono venire riesumati, trasportati e rideposti in sedimenti di età più recente. Essi possono quindi essere mescolati ai fossili autoctoni, oppure possono rappresentare gli unici fossili nel sedimento più recente (es. Nummuliti di età eocenica nel Macigno). In alcuni casi i fossili rimaneggiati possono venir distinti agevolmente, mentre in altri casi non è possibile separarli. Ciò è particolarmente vero per i micro- e i nannofossili, ove il singolo fossile si può comportare come un granulo di sedimento e può passare attraverso uno o più episodi di sedimentazione.

6.2.2. - Fossili infiltrati

In alcuni casi le rocce possono contenere fossili più recenti della matrice rocciosa. Ciò può essere dovuto a infiltrazione di micro- e nannofossili lungo discontinuità della roccia come fessure e giunti di stratificazione, in perforazioni di organismi e in radici che formano vuoti entro una formazione, a loro volta riempiti da materiale fossilifero proveniente dalla formazione soprastante. I fossili infiltrati vanno di norma esclusi dall'analisi biostratigrafica. Solo nel caso di filoni sedimentari, i fossili presenti possono essere utilizzati per la datazione di eventi tettonici sinsedimentari (es: calpionelle, ammoniti e gasteropodi contenuti in filoni sedimentari degli alti strutturali giurassici della zona umbro-marchigiana, della Sicilia, del Veneto, ecc.) o fenomeni carsici.

6.2.3. - *Fossili in sezioni condensate*

A causa della bassissima velocità di accumulo, delle ripetute ma non prolungate interruzioni della sedimentazione e/o parziale rimozione del sedimento, si possono rinvenire associati in uno stesso strato fossili di età diversa. È possibile distinguere tre tipi di condensazione: stratigrafica (processo di formazione di corpi rocciosi di spessore ridotto rispetto ad altri corpi depositi contemporaneamente); sedimentaria (singolo corpo roccioso entro cui sono testimoniati successivi eventi deposizionali, biologici e diagenetici), tafonomica (mescolamento di entità paleobiologiche temporalmente successive). I fossili contenuti negli orizzonti condensati saranno considerati in accordo con queste categorie nell'analisi biostratigrafica.

6.3. - CLASSIFICAZIONE BIOSTRATIGRAFICA

La classificazione biostratigrafica è finalizzata a suddividere ed organizzare una sezione stratigrafica in unità biostratigrafiche, definite sulla base del loro contenuto fossilifero. Le possibilità di classificazione sono diverse. Comune denominatore deve essere l'utilità e la riconoscibilità. Le unità biostratigrafiche devono essere ritenute presenti solo quando siano effettivamente esistenti gli elementi paleontologici che le identificano. La pura somiglianza di litologia, l'equivalenza di età o di ambiente deposizionale non giustificano l'inclusione di una successione di strati in una data unità biostratigrafica.

Le unità biostratigrafiche sono delle unità descrittive. L'estensione temporale e geografica di un'unità biostratigrafica è dipendente dai fossili che la determinano o caratterizzano; pertanto sono possibili nel tempo variazioni dello spessore e dell'estensione laterale delle unità biostratigrafiche, soprattutto in funzione dell'evoluzione delle conoscenze tassonomiche e delle distribuzioni dei fossili.

Le tecniche biostratigrafiche e biostratigrafiche devono essere applicate a sezioni stratigrafiche e non a singoli campioni. La metodologia di lavoro parte dalla misurazione e descrizione di sezioni stratigrafiche di dettaglio, per poi passare ad una fase di campionamento, di studio paleontologico, la cui finalità è la costruzione di una tabella di distribuzione dei fossili e la distinzione di biozone. La fase del campionamento risulta particolarmente importante e va eseguita strato-per-strato. La classificazione biostratigrafica porta, infatti, al riconoscimento delle biozone ed alla conseguente possibilità di stabilire correlazioni e di costruire scale biostratigrafiche. Il dettaglio del campionamento determina la precisione e l'affidabilità delle scale biostratigrafiche stesse.

Le tecniche di biostratigrafia quantitativa (metodi multivariati, probabilistici e deterministici) possono fornire un apporto fondamentale nella definizione delle biozone. Nonostante gli esempi siano ancora pochi, il loro valore è riconosciuto anche dal NASC (1983), in riferimento alla possibilità di individuare con metodi di analisi multivariata delle biozone di associazione (p. 863).

6.3.1. - *Definizioni*

Zona biostratigrafica o Biozona. Un corpo roccioso definito o caratterizzato sulla base del suo contenuto fossilifero. Il prefisso bio- serve a distinguere le zone biostratigrafiche dagli altri tipi di zona, ma qualora nel contesto sia già stato chiarito il significato del termine, può essere semplicemente usato il termine "zona". Lo stesso vale per il tipo di biozona.

Poiché lo status tassonomico dei fossili può variare, anche la nomenclatura, l'estensione geografica e temporale delle biozone potrà subire modificazioni. La biozona è fondata sulla presenza di un singolo taxon o più taxa, ed è definita sulla base del suo contenuto e dei suoi limiti. Lo stesso intervallo stratigrafico può essere classificato in modo diverso, attraverso unità biostratigrafiche basate su gruppi fossili diversi. I limiti tra le zone di queste diverse scale non sono di regola coincidenti.

Bioorizzonte. Rappresenta un limite stratigrafico, una superficie o un'interfaccia attraverso la quale si manifesta un cambiamento significativo e riconoscibile nei caratteri biostratigrafici.

La documentazione paleontologica ha ampiamente messo in evidenza la ricorrente presenza nella storia geologica di eventi paleobiologici, che possono essere utilizzati con notevole vantaggio nella pratica biostratigrafica. Essi sono

rappresentati da una superficie e sono quindi da considerarsi concettualmente come bidimensionali. L'uso del termine bioorizzonte in senso tridimensionale può ingenerare confusione. Quindi, seguendo anche quanto proposto nella Guida Stratigrafica Internazionale (SALVADOR, 1994) se ne sconsiglia l'uso.

I bioorizzonti sono caratterizzati da eventi quali prima presenza o ultima presenza di un *taxon*, definiti anche come "prima presenza" o FO e "ultima presenza" o LO (*First e Last Occurrence*), oppure possono essere eventi con un più marcato controllo ambientale. In tal caso si avranno mutamenti all'interno di un singolo *taxon* (es. variazioni nella direzione di avvolgimento dei foraminiferi) oppure variazioni nell'abbondanza (inizio e fine intervallo di abbondanza o "acme", inizio e fine intervallo di assenza o "paracme", fluttuazioni di abbondanza). Quando le prime o le ultime presenze siano riconducibili ad un contesto globale e quindi siano interpretabili come eventi evolutivi globali, sono utilizzabili le notazioni FAD e LAD (*First e Last Appearance Datum*), *datum-plane* o altri acronimi.

In questa accezione il termine bioevento può essere definito come un mutamento straordinario nell'ambito degli organismi (WALLISER, 1986) e comprende non solo mutamenti biostratigrafici, ma anche grandi eventi ecostratigrafici come mortalità in massa e rapide espansioni di popolazioni. Le superfici identificate dai bioeventi assumono una spiccata valenza di carattere cronologico.

I bioeventi ed i bioorizzonti sono di grande utilità pratica in quanto consentono di aumentare in modo considerevole i punti di controllo e correlazione nell'ambito di una successione. Essi possono venir utilizzati in due modi in biostratigrafia: 1) per definire limiti di biozone; 2) per costruire una classificazione basata esclusivamente sulla successione di eventi.

Sottozona o Subbiozona. *Suddivisione di una biozona. È utilizzata per esprimere dettagli biostratigrafici.*

Superzona o Superbiozona. *Raggruppamento di più biozone con caratteristiche comuni. È di uso poco frequente.*

Zonula. *Suddivisione di rango minimo di una biozona o di una sottozona. Se ne sconsiglia l'uso, in accordo con la International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994).*

Intervallo sterile. *Intervallo stratigrafico privo di fossili o del gruppo fossile oggetto di una particolare indagine biostratigrafica.*

Scala biostratigrafica. La successione di biozone nell'ambito di una provincia biogeografica per un determinato intervallo di tempo può venire riassunto in una scala biostratigrafica, che può comprendere tipi diversi di biozone. Tali schemi possono rappresentare anche il termine di passaggio all'applicazione cronologica della biostratigrafia. Per una più ampia discussione di questo argomento si rimanda al capitolo 8. ("Unità cronostratigrafiche"). Si vuole solo ricordare che le cronozone, pur essendo teoricamente definibili su qualunque evento geologico, sono di fatto nella maggior parte dei casi basate su eventi paleontologici. In questa accezione, una cronozona è molto spesso l'estensione cronostratigrafica di una biozona. Grazie al carattere non gerarchico delle cronozone, si accetta comunemente che esse abbiano un significato locale, regionale o bioprovinciale e non globale, come invece è richiesto alle unità cronostratigrafiche gerarchiche. Questo permette la coesistenza di più scale standard per uno stesso intervallo di tempo. Ad esempio, nel Triassico sono comunemente usate tre scale ad ammonoidi, una per la bioprovincia tetidea, una per la boreale e una per la pacifica.

La tendenza attuale è quella di costruire scale biostratigrafiche integrate, cioè basate sulla correlazione tra bioeventi in gruppi fossili differenti, in modo tale che il significato temporale di un intervallo roccioso sia deducibile anche in assenza del gruppo fossile principale sulla base del quale la scala stessa è definita. Ove possibile, le scale biostratigrafiche integrate sono calibrate col metodo magnetostratigrafico (si veda il cap. 7.).

6.4. - ZONE BIOSTRATIGRAFICHE

Uno stesso intervallo roccioso può essere suddiviso in zone biostratigrafiche differenti a seconda tipo di biozona utilizzato. I diversi tipi di biozone non hanno significato gerarchico e l'applicazione di un tipo non compromette l'utilizzo degli altri nello stesso contesto stratigrafico.

Sono distinti cinque tipi di biozone: biozona di distribuzione, biozona di intervallo, biozona filetica, biozona di associazione, biozona di abbondanza. La biozona oppeliana (per la cui definizione si veda HEDBERG, 1976, p. 57), considerata in precedenza una sorta di biozona di associazione o di distribuzione concomitante, è definitivamente abbandonata, dal momento che non sembra corrispondere in pieno a nessun tipo di biozona.

1. Biozona di distribuzione

Successione di strati che rappresenta la distribuzione conosciuta per uno o più elementi scelti nell'ambito dell'associazione fossile presente in un certo intervallo stratigrafico. Il termine "distribuzione" va inteso sia in senso stratigrafico che geografico e può essere riferito ad un'unica categoria tassonomica (specie, genere, famiglia, ecc.), ad un gruppo di taxa o ad una

qualunque caratteristica paleontologica. I limiti di una biozona di distribuzione devono sempre essere definiti esplicitamente.

La Guida Stratigrafica Internazionale (SALVADOR, 1994) consiglia l'utilizzo in qualunque lingua della dizione inglese "Range Zone", per evitare traduzioni equivocate.

I due tipi principali di biozone di distribuzione sono rappresentati dalle biozone di distribuzione totale e dalle biozone di distribuzione concomitante. La biozona di distribuzione parziale (Partial-range Zone; Report of the Stratigraphical Code Sub-committee, Geological Society of London, 1967, p. 85) va considerata una particolare biozona d'intervallo.

1a. Biozona di distribuzione totale

*Successione di strati che rappresenta la distribuzione conosciuta (stratigrafica e geografica) di un taxon (specie, genere, famiglia, ecc.). È costituita dalla somma delle distribuzioni documentate in tutte le sezioni nelle quali il taxon è stato riconosciuto. I limiti, sia in senso verticale che orizzontale, sono definiti dalla comparsa e scomparsa del taxon, rendendo quindi distinguibile la biozona dagli strati adiacenti. Sono quindi delle superfici (bioorizzonti) che segnano i limiti esterni di presenza di un taxon in ogni singola sezione dove il taxon sia stato rinvenuto (fig. 1 I). Il nome della biozona è definito dal nome del taxon di cui la biozona rappresenta la distribuzione. Esempio: la Biozona a *Dicarinella asymmetrica* del Santoniano (Cretacico superiore) è rappresentata dalla distribuzione totale del fossile-indice.*

1b. Biozona di distribuzione concomitante

*Successione di strati che comprende la parte concomitante, coincidente o sovrapponibile delle distribuzioni conosciute di due taxa scelti tra quelli che costituiscono la documentazione paleontologica presente in un certo intervallo stratigrafico. I suoi limiti sono definiti dall'inizio e termine della presenza concomitante dei due fossili-indici (fig. 1 II). Le biozone di distribuzione concomitante prendono il nome dai due taxa che caratterizzano la biozona per via della sovrapposizione delle loro distribuzioni. Nello Zancleano (Pliocene inferiore) la Biozona MPI 3 è definita dalla presenza concomitante di *Globorotalia margaritae* e di *G. puncticulata* (Biozona di distribuzione concomitante a *G. margaritae*-*G. puncticulata*).*

2. Biozona di intervallo

Successione di strati fossiliferi compreso tra due bioorizzonti. Ne consegue che un intervallo sterile tra due bioorizzonti non costituisce una biozona d'intervallo e che una biozona d'intervallo non è definita dal suo contenuto specifico, ma solo dai suoi limiti. Tipiche biozone d'intervallo sono i pacchi di strati compresi tra un evento di comparsa ed uno di estinzione. Biozone di intervallo possono essere definite anche in corrispondenza della distribuzione parziale di un taxon o della distribuzione concomitante di due taxa, qualora la distribuzione dei fossili-indici non sia continua (fig. 1 III).

I limiti sono definiti dai due bioorizzonti sulla base dei quali è definita la biozona d'intervallo stessa. Il nome della zona può comprendere i nomi dei taxa che definiscono i bioeventi (prima il nome del taxon che caratterizza il limite inferiore, poi quello del taxon che caratterizza il limite superiore), oppure può derivare il proprio nome da un taxon particolarmente rappresentativo della biozona stessa, anche se non caratterizzante i limiti.

Questo tipo di biozona è applicabile soprattutto nelle successioni nelle quali il numero di eventi paleobiologici sia elevato, ma la distribuzione totale dei taxa significativi sia assai più ampia delle biozone riconoscibili. È facilmente riconoscibile in successioni continue e dettagliatamente campionate, mentre è meno applicabile con campioni sparsi e documentazione puntiforme. Trova la massima diffusione nella micropaleontologia del Cretacico e Cenozoico. È necessaria per produrre scale biostratigrafiche continue (non è infatti possibile avere una scala continua utilizzando solo biozone di distribuzione).

3. Biozona filetica

Successione di strati contenenti esemplari che rappresentano un segmento specifico di una linea evolutiva. Può essere rappresentata dall'intera distribuzione di un fossile, oppure dalla sua distribuzione al di sotto della comparsa di un ramo laterale nella linea filetica (discendente). I limiti della biozona sono pertanto definiti da eventi filetici, entro la linea in oggetto (fig. 1 V).

Se da un punto di vista teorico questa biozona assicura la definizione della reale distribuzione verticale totale, non inficiata da carenze di documentazione paleontologica, l'applicabilità di tale tipo di biozona è assai scarsa ed ha uso limitato, anche perché risente dell'interpretazione, che può essere soggettiva, dei possibili rapporti filetici. L'applicabilità di tale biozona risulta limitata anche arealmente, in quanto condizioni ambientali diverse possono concorrere a influenzare lo sviluppo morfologico dei rappresentanti di una data linea filetica, rendendo più interpretativo il riconoscimento dei *taxa*-indice.

SALVADOR (1994) fa notare come, tra tutte le biozone, le biozone filetiche siano quelle che hanno un più forte legame con le cronozone; *quando, infatti, degli eventi filetici possono considerarsi sincroni in tutta l'area di distribuzione di un taxon, si associa ad essi un forte significato temporale.*

4. Biozona di associazione

*Successione di strati caratterizzata da un'associazione tipica di tre o più fossili, i quali, considerati congiuntamente, permettono di distinguerla dagli strati adiacenti. I limiti sono definiti in corrispondenza di bioorizzonti, che rappresentano i limiti di presenza dell'associazione caratteristica dell'unità. È quindi necessario definire esplicitamente l'associazione sulla base della quale è definita la biozona, ma non tutti i membri caratterizzanti devono essere presenti per assegnare una successione di strati alla biozona; la distribuzione totale dei suoi componenti non interviene rigorosamente nella definizione di una biozona. La Biozona di associazione a *Liostrea* e *Chlamys* dell'Hettangiano lombardo ha come indici due generi la cui distribuzione non è limitata all'Hettangiano. Lo stesso si può dire della Biozona ad *Ammonia* ed *Elphidium* del Pliocene del sottosuolo padano. Solitamente prende il nome da uno o preferibilmente non più di due componenti dell'associazione (fig. 1 IV).*

Questa biozona ha una buona applicazione in due situazioni:

- 1) nella fase iniziale di una ricerca, per una prima caratterizzazione biostratigrafica a livello locale
- 2) per una definizione di associazioni con significato prevalentemente ambientale.

Quando una zona di associazione viene definita sulla base di molti taxa con diversa distribuzione stratigrafica, il riconoscimento dei suoi limiti diventa difficile. Frequentemente il problema si risolve da sè, in quanto la biozona di associazione è compresa tra pacchi di strati sterili.

Le biozone di associazione sono dette anche "cenozone", ma l'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994) sconsiglia l'uso di questo termine.

5. Biozona di abbondanza

*Corpo roccioso nel quale l'abbondanza di un determinato taxon o di un gruppo di taxa è significativamente maggiore rispetto agli strati adiacenti (ad esempio, l'abbondanza di *Calpionella alpina* identifica la base della Biozona a *C. alpina* nella scala di REMANE, 1985). I limiti sono definiti da bioorizzonti in corrispondenza dei quali avvengono cambiamenti nell'abbondanza del taxon o dei taxa che definiscono la biozona. Ugualmente significativo è il concetto opposto, connesso con intervalli particolarmente impoveriti, definibile come paracme (ad esempio, il paracme di *D. pentaradiatus* nel Pliocene mediterraneo). La biozona di abbondanza prende il nome dal taxon o dai taxa dei quali rappresenta il bioevento di maggiore abbondanza.*

Queste biozone sono molto utilizzate in micropaleontologia [ad esempio, la Biozona di abbondanza a *Sphaeroidinellopsis* alla base del Pliocene (MPI 1)].

Questo tipo di biozona ha solitamente significato a scala regionale, anche se non sempre è possibile definirne con precisione i limiti, essendo il concetto dell'abbondanza un concetto relativo. È quindi

opportuno definire quantitativamente i limiti di questo tipo di biozona, specificando la metodologia di analisi applicata (ad esempio, Biozona di abbondanza di *Emiliana huxleyi*, cfr. Rio *et alii*, 1990).

6.4.1. - Procedure per la definizione delle biozone

Oltre ai normali requisiti richiesti per stabilire un'unità stratigrafica (cap. 3.-4.), cui si accordano anche le unità biostratigrafiche, si rammentano i seguenti punti qualificanti:

- i. specificare il tipo di unità biostratigrafica che si vuole stabilire, i suoi limiti ed il suo contenuto;
- ii. fornire la raffigurazione o le indicazioni bibliografiche idonee a riconoscere chiaramente il/i fossile/i indice/i;
- iii. tenere ben presente che le biozone sono degli strumenti operativi, e quindi devono essere fondate su forme riconoscibili, correlabili e comuni;
- iv. indicare sempre una o più sezioni di riferimento, soprattutto al fine di verificare l'adeguatezza della terminologia, per avere chiari riferimenti sulla distribuzione reale dei fossili e permetterne il riconoscimento altrove.

È importante che queste norme vengano seguite con omogeneità da tutti i biostratigrafi, per scongiurare i numerosi problemi sorti in Italia in conseguenza della cattiva o incompleta definizione di biozone. Si ricorda inoltre che le successioni di biozone, qualora confluiscono nella costruzione di una scala biostratigrafica, devono essere documentate esplicitamente dal contenuto di sezioni stratigrafiche di riferimento.

6.4.2. - Denominazione delle unità biostratigrafiche

È bene che le biozone siano fondate su uno o al massimo due indicatori zonali. Denominazioni più lunghe sono mal utilizzabili. Evitare di usare lo stesso nome per due unità, sia pur di tipo diverso.

In accordo con i Codici internazionali di nomenclatura zoologica e botanica, i nomi generici devono iniziare con la lettera maiuscola e nel binomio specifico il secondo termine con la minuscola. Il tipo di biozona deve essere scritto con la prima lettera maiuscola ed i nomi dei fossili devono essere riprodotti in corsivo (Biozona di distribuzione di *Paraceratites trinodosus*). Dopo la prima volta che il fossile/i scelto per designare una biozona è menzionato, il nome generico può essere abbreviato con la sua lettera iniziale, se non vi è pericolo di confusione con altri generi che iniziano con la stessa lettera (Biozona a *P. trinodosus*). Questo vale solo nel caso che non siano in alcun modo generate confusioni. È comunque opportuno indicare sempre il tipo di biozona oppure utilizzare il prefisso bio- per distinguere le biozone dalle corrispondenti cronozone (vedi paragrafo 8.2.2.).

L'uso di notazioni mediante lettere o numeri progressivi (codificazione alfanumerica) sta divenendo abbastanza comune all'interno di zonazioni biostratigrafiche, sia per le categorie di rango minore (sottozona 1, 2, 3), sia per biozonazioni di valore interregionale (ad esempio, le classificazioni fondate sui planctonici del Cenozoico).

È pratica che offre il vantaggio di una notazione più breve e con indicazione immediata della posizione nella successione. Ha lo svantaggio di non sopportare agevolmente l'inserimento di nuove suddivisioni all'interno della scala zonale già stabilita. Qualora venga utilizzato questo tipo di notazione, è necessario fare riferimento ai lavori entro cui siano esposti i dettagli della zonazione mediante sigle, e va riservata all'uso informale.

6.5. - ESEMPI ITALIANI

Dall'analisi degli esempi italiani di applicazioni biostratigrafiche risulta evidente che, nonostante il metodo biostratigrafico possa apparire di banale applicazione, esso racchiude problematiche molto complesse. Spesso la

difficoltà di reperimento di sezioni continue e complete nella documentazione fossilifera è notevole, soprattutto nella documentazione a macrofossili; questo aspetto si riflette nella difficoltà di costruire scale biostratigrafiche continue e dettagliate. I frequenti endemismi, inoltre, associati all'incompletezza delle scale, rendono problematiche le correlazioni tra bacini diversi.

Verranno di seguito illustrati tre esempi. Il primo esempio riguarda il limite Anisico/Ladinico nella sezione di Bagolino, oggetto di studi sulle faune ad ammonoidi da oltre un secolo.

Nel secondo esempio si vuole illustrare come la biostratigrafia a microfossili in Italia consenta molto spesso di costruire scale dettagliate, spesso con suddivisione delle biozone in sottozone, e ben correlabili con le scale standard, come nel caso delle successioni del Bacino Umbro-Marchigiano. Il terzo esempio sulla sezione composta di Capo Rossello del Pliocene mostra come sia possibile calibrare in modo accurato dei bioorizzonti con la magnetostratigrafia e con la ciclostratigrafia orbitale.

Biostratigrafia al limite Anisico/Ladinico nella sezione di Bagolino (Giudicarie)

Gli ammonoidi triassici nell'area lombarda hanno una distribuzione discontinua. Sono presenti raramente nel Triassico inferiore (faune a *Tirolites* e *Dinarites* nella formazione del Servino; SCIUNNACH *et alii*, 1996). Nel Triassico medio gli ammonoidi divengono relativamente abbondanti, ma solo alla fine dell'Anisico medio; le faune del Calcere di Angolo a "*Paraceratites*" *cimeganus*, *Bulogites zoldianus*, *Beyrichites*, *Proavites*, *Balatonites* sono infatti di età già pelsonica (penultimo sottopiano del Piano Anisico). Più abbondanti sono invece le faune del calcare di Prezzo, attribuito tradizionalmente all'Illirico (ultimo sottopiano del Piano Anisico). Una biozonazione del calcare di Prezzo sulla base degli ammonoidi è proposta da BALINI (1992). Seguono le faune ad ammonoidi della Formazione di Buchenstein, anch'esse piuttosto numerose, ma distribuite in modo disomogeneo. In particolare la parte inferiore della formazione permette una dettagliata biozonazione ad ammonoidi, grazie alla quale è divenuta un punto di riferimento per la definizione del limite Anisico/Ladinico. La Formazione di Wengen, di età Ladinico superiore-Carnico inferiore, presenta un contenuto in ammonoidi discontinuo, con esemplari piuttosto mal conservati, ma di grande importanza storica, dal momento che le faune della Formazione di Wengen in Lombardia vennero utilizzate da MOJSISOVICS (1882) per istituire importanti biozone oppeliane, come la Biozona a *Franchites regoledanus* (BALINI *et alii*, 2000). Segue il Calcere di Esino, con faune ad ammonoidi oggetto di studi classici, ma sempre distribuite con scarsissima continuità laterale (FANTINI SESTINI, 1994, 1996).

Il limite Anisico/Ladinico costituisce un momento di maggior dettaglio nella discontinua scala biostratigrafica ad ammonoidi per il Triassico medio lombardo. La sezione di Bagolino in Giudicarie rappresenta al momento la successione meglio esposta e più accessibile nel Sudalpino per questo intervallo cronologico, con un grande numero di livelli ad ammonoidi in sequenza; per questi motivi è stata proposta come candidata per il GSSP della base del Ladinico (BRACK & RIEBER, 1994; GAETANI, 1994). Il Triassico medio a Bagolino comprende una successione fossilifera pelagica (calcare di Prezzo, Formazione di Buchenstein, Formazione di Wengen) che ricopre in modo pressoché completo l'intervallo Anisico superiore-Ladinico. La successione comprende tutte le posizioni suggerite durante il lungo dibattito non ancora concluso sul limite Anisico/Ladinico (base della Biozona a *Reitziites reitzi*, base della Biozona a *Nevadites secedensis*, base della Biozona a *Eoprotrachyceras curionii*; fig. 2). La biozonazione ad ammonoidi è basata sulla distinzione di più di 20 livelli ad ammonoidi, che permettono di stabilire correlazioni di dettaglio con altre sezioni nelle Prealpi bresciane e nelle Giudicarie (BRACK & RIEBER, 1986, 1993). Infine, molto importante ai fini biostratigrafici è anche la presenza nella sezione di Bagolino di una ricca fauna a conodonti (NICORA & BRACK, 1995; NICORA & BRACK, 2000; fig. 2), che ha portato al riconoscimento di bioeventi correlabili con le biozone ad ammonoidi.

Biostratigrafia a foraminiferi planctonici al limite Eocene/Oligocene della successione del Bacino Umbro Marchigiano

Le successioni pelagiche dell'area umbro-marchigiana sono state particolarmente utili per studi dettagliati sull'evoluzione dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei. La scala biostratigrafica a foraminiferi planctonici della Scaglia nei dintorni di Gubbio mostra una straordinaria continuità nell'intervallo Cretacico superiore-Miocene; risulta costruita per la porzione cretacea sulla base dei dati della sezione Bottaccione (ALVAREZ *et alii*, 1977; WONDERS, 1980) e per la porzione cenozoica sulla base della sezione Contessa (LOWRIE *et alii*, 1982; NOCCHI *et alii*, 1986). Una ricerca di ulteriore dettaglio è stata fatta su alcune sezioni che rivestivano un particolare interesse nell'area. La sezione di Massignano (Ancona) è stata proposta, e poi approvata, come stratotipo per il limite Eocene/Oligocene (ODIN & MONTANARI, 1988), pertanto è stato condotto uno studio estremamente particolareggiato sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei, foraminiferi bentonici e planctonici. La documentazione faunistica si presenta abbondante, ben diversificata e ben conservata e permette di riconoscere diverse sequenze di bioeventi e di raffinare le scale esistenti nell'intervallo Eocene superiore-Oligocene inferiore (COCCIONI *et alii*, 1988). Dal punto di vista dei foraminiferi planctonici la sezione copre l'intervallo tra la parte alta della Biozona P15 e la base della Biozona P18 (fig. 3); comprende quindi la Biozona P15 (Biozona a *Globigerinatheka semiinvoluta*), la P16 (Biozona a *Cribrohantkenina inflata*), la P17 (definita da NOCCHI *et alii*, 1986 come biozona d'intervallo tra la LO di *Cribrohantkenina inflata* e la LO delle

Hantkeninidae, Globigerinathekidae e di *Pseudohastigerina danvillensis*) e la P18 (definita in accordo con Nocchi *et alii*, 1986, come biozona di intervallo tra la FO di “*Globigerina*” *tapuriensis* e la FO di *Globoquadrina sellii*). Nella sezione di Massignano il limite tra la Biozona P15 e la P16 è segnato con un margine d’incertezza, ma altri bioeventi permettono una zonazione ancora più dettagliata, con il possibile riconoscimento di sottozone. Nella Biozona P16, ad esempio, la sovrapposizione tra le distribuzioni di *C. inflata* e *Cribrohantkenina lazzarii* potrebbe essere usata per individuare una sottozona di distribuzione concomitante. Il limite tra la Biozona P16 e la P17 è invece ben posizionabile sulla base della LO di *C. inflata*; *Turborotalia cunialensis* e *T. cocoensis* scompaiono circa 40 cm sotto la scomparsa definitiva delle Hantkeninidae, bioevento usato per la correlazione del limite Eocene/Oligocene. La sezione di Massignano è anche un buon esempio di costruzione di scale biostratigrafiche integrate tra diversi gruppi fossili (in particolare foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei) e della calibrazione delle stesse con il metodo magnetostratigrafico.

Biostratigrafia nella sezione composta pliocenica di Capo Rossello (Sicilia)

Capo Rossello rappresenta una sezione composita classica tra le meglio studiate al mondo per il Pliocene. Fu proposta nel 1975 (CITA, 1975a) come stratotipo per il piano Zancleano e per il limite Miocene/Pliocene. Ne fu investigato il contenuto micropaleontologico (CITA & GARTNER, 1973) e vennero riconosciute quattro biozone a foraminiferi nei Trubi (MPI 1 Biozona di abbondanza a *Sphaeroidinellopsis*; MPI 2 Biozona filetica a *Globorotalia margaritae margaritae*; MPI 3 Biozona filetica a *Globorotalia margaritae evoluta*; MPI 4 Biozona d’intervallo a *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*) (CITA, 1975a). Queste biozone, successivamente modificate (CITA 1975b), ed il limite Miocene/Pliocene furono poi calibrati con il metodo magnetostratigrafico da LANGEREIS & HILGEN (1991) (fig. 4). Inoltre nel 1996 venne proposta la sezione di Punta Piccola (parte della sezione composita Capo Rossello) come GSSP per il sottopiano del Pliocene medio Piacenziano (CITA *et alii*, 1996), in seguito formalmente accettato (CASTRADORI *et alii*, 1998). In fig. 5 è visibile la correlazione della base del piano con la scala magnetostratigrafica. La sua posizione viene a cadere vicino al bioorizzonte dove si realizza l’estinzione di *Globorotalia puncticulata*, vicino all’inversione magnetica interpretata come il limite Gilbert/Gauss, in corrispondenza del ciclo 78 della successione ciclostratigrafica individuata da Hilgen (1987) e ad un’età di 3.60 Ma, secondo la scala cronologica di LAURENS *et alii*, (1996). Questo esempio mostra la possibilità di passare dalla biostratigrafia alla biocronologia tramite calibrazione con i metodi della stratigrafia paleomagnetica e della ciclostratigrafia orbitale. Questa stessa sezione rappresenta la base di riferimento per la ciclostratigrafia orbitale del Pliocene.

6.6. - BIOCRONOLOGIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

La suddivisione stratigrafica dei depositi continentali presenta molti problemi che dipendono dalle caratteristiche stesse di tali sedimenti, quali i cambiamenti bruschi di ambienti deposizionali, la forma e le dimensioni dei bacini, la discontinuità geometrica laterale e verticale dei corpi sedimentari, la discontinuità della documentazione fossilifera e la frequenza di unità sterili.

Le peculiarità dei depositi continentali rendono problematica l’applicazione delle norme stratigrafiche basilari, introdotte dai codici stratigrafici internazionali prevalentemente in riferimento a successioni marine che rispettano più frequentemente i principi di sovrapposizione e continuità; ciò si riflette nella difficoltà di produrre suddivisioni temporali e correlazioni e nell’assenza di una scala standard dei tempi geologici specifica per i depositi continentali.

Anche l’applicazione dei principi di biostratigrafia è problematica; i fossili e le tracce fossili, infatti, si ritrovano nelle successioni continentali quasi sempre distribuiti in maniera puntiforme, conservati solo parzialmente, e raramente sono presenti più livelli fossiliferi sovrapposti nella stessa sezione stratigrafica. I vertebrati terrestri inoltre sono molto più provinciali degli organismi marini.

Nonostante la difficoltà teorica e pratica di riconoscere nei depositi continentali stratotipi di limiti, definire piani ed istituire biozone, negli ultimi decenni sono stati fatti numerosi tentativi di zonazione biostratigrafica dei sedimenti continentali, soprattutto utilizzando biozone di associazione (ad esempio le biozonazioni a rettili di BAKKER, 1977, ANDERSON & CRUIKSHANK, 1978 e LUCAS, 1999).

I paleontologi dei vertebrati hanno invece adottato un metodo cronologico relativo che non si basa sul principio di sovrapposizione e le cui unità non necessitano di limiti riconoscibili nei corpi rocciosi. Il criterio utilizzato per definirne la successione temporale è infatti basato sul riconoscimento di una sequenza evolutiva o su eventi di dispersione dei *taxa*, mentre il principio di sovrapposizione, quando

applicabile, è utilizzato solo a convalida del metodo. Le associazioni fossili risultanti costituiscono dei biocroni (unità di tempo geologico basate sui dati paleontologici senza alcun riferimento ad unità sedimentarie; BERGGREN & VAN COUVERING, 1974), e la loro successione costituisce una biocronologia. In particolare, i paleontologi dei vertebrati utilizzano diffusamente per la biocronologia dei depositi continentali del Cenozoico le “*Mammal Ages*”, suddivisibili in “unità faunistiche” (*Faunal Units*, FU). Queste ultime rappresentano delle unità evolutive, caratterizzate da *taxa* perlopiù esclusivi dell’unità stessa; *taxa* aggiuntivi possono essere comuni a più unità. Le unità faunistiche sono generalmente denominate sulla base dei *taxa* caratteristici, oppure sulla base di località rappresentative. Esse rappresentano in sostanza associazioni co-evolutive di *taxa* coevi, cioè sono dei precisi momenti nell’evoluzione biologica. Grazie alle loro caratteristiche di associazioni in senso evolutivo, le FU sono irripetibili nel tempo e possono essere proficuamente utilizzate nelle successioni continentali, poiché possono essere usate anche con ritrovamenti puntiformi, e non risentono dei problemi di sovrapposizione e continuità deposizionale.

Dal momento che ogni unità faunistica rappresenta un determinato intervallo temporale nel quale l’associazione è coesistita in equilibrio biologico, esse possono venir trasformate in “età faunistiche” (*Faunal Ages*, FA), ovvero unità biocronologiche.

Questa pratica appare ormai sufficientemente consolidata da essere confluita nella costruzione di scale zonali, come quelle basate sulle NALMAs (*North American Land Mammal Ages*) o SALMAs (*South American Land Mammal Ages*).

Intercalazioni di depositi continentali in successioni marine, dati radiometrici e paleomagnetici sono comunque elementi che, se presenti, possono permettere di ancorare le unità faunistiche a vertebrati e le scale zonali basate su di esse alla scala geocronologica standard.

6.6.1. - *Esempio italiano di applicazioni biocronologiche in depositi continentali*

Biocronologia dei depositi continentali permiani e triassici sulla base delle impronte di tetrapodi

Lo studio dei sedimenti continentali permiani e triassici è inficiato dai numerosi problemi che sono stati esposti all’inizio del paragrafo. Alcuni autori (AVANZINI *et alii*, 2001) hanno recentemente concluso che l’unica possibilità vincente per queste problematiche consiste nell’utilizzare un approccio meno rigido delle comuni norme biostratigrafiche. Le unità faunistiche rappresentano, infatti, una soluzione più elastica delle biozone e compatibile con le peculiarità delle associazioni faunistiche terrestri. Per questo motivo, le tracce fossili di tetrapodi sono state usate come elementi faunistici delle unità evolutive. Le tracce dei tetrapodi sono un’importante componente delle faune permiane e triassiche e mostrano in questo intervallo temporale delle caratteristiche utili in stratigrafia, come un rapido tasso di evoluzione. Il metodo seguito da AVANZINI *et alii* (2001) comprende il riconoscimento di stadi evolutivi, la loro organizzazione in una sequenza di unità evolutive (o unità faunistiche) e l’utilizzo di quest’ultime come strumento cronologico. Le impronte di tetrapodi studiate provengono da successioni nel Sudalpino di età Carbonifero superiore-Permiano superiore (Formazione di Collio, Conglomerato di Dosso dei Galli, formazione di Tregiovo, Arenaria di Valgardena, Formazione a Bellerophon) e di età triassica (Formazione di Werfen, Gruppo di Braies, Formazione di Dürrenstein, Dolomia Principale). Le impronte ritrovate nei diversi siti e nelle diverse formazioni provengono anche da differenti contesti paleogeografici e ambientali: quelle ascrivibili al Carbonifero-Permiano si ritrovano all’interno di depositi continentali, mentre quelle triassiche sono perlopiù all’interno di sequenze marine. Questa differenza comporta una diversa possibilità di calibrazione con altri dati biostratigrafici e isotopici. Ad esempio, solo per le tracce triassiche è possibile un aggancio alla scala biostratigrafica ad ammonoidi e quindi una calibrazione con le unità cronostratigrafiche e geocronologiche standard marine. Sulla base dei dati disponibili, gli Autori riconoscono 6 icnoassociazioni, di cui una per il Permiano inferiore, una per il Permiano superiore, una per il Triassico basale, una per il Triassico medio e due per il Triassico superiore. Questi 6 gruppi di tracce fossili individuano nel Permiano e nel Triassico 6 intervalli temporali, ognuno dei quali caratterizzato da *taxa* e stadi evolutivi differenti. Tali intervalli rappresentano delle unità faunistiche, come descritte all’inizio del paragrafo, dalle quali è possibile estrapolare le età faunistiche tramite calibrazione con altri strumenti stratigrafici. Al momento le unità faunistiche basate sulle tracce fossili di tetrapodi sono prive di bioeventi che ne caratterizzino i limiti, ma sono ben distinte da un punto di vista faunistico; pertanto le *Land Ichnofaunal Units* (LIUs) e le *Land Ichnofaunal Ages* (LIAs) possono essere utilmente impiegate per suddividere e correlare i depositi continentali permo-triassici.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W., ARTHUR M.A., FISCHER A.G., LOWRIE W. NAPOLEONE G., PREMOLI SILVA I. & ROGGENTHEN W.M. (1977) - *Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. Type section for the Late Cretaceous-Paleocene magnetic reversal time scale.* Geol. Soc. Amer. Bull., **88**: 383-389.
- ANDERSON J.M. & CRUIKSHANK A.R.L. (1978) - *The biostratigraphy of the Permian and the Triassic: part 5. A review of the classification and distribution of the Permo-Triassic tetrapods.* Paleont. Africana, **12**: 15-44.
- AVANZINI M., CEOLONI P., CONTI M.A., LEOPARDI G., MANNI R., MARIOTTI N., MIETTO P., MURARO C., NICOSIA U., SACCHI E., SANTI G. & SPEZZAMONTE M. (2001) - *Tetrapod footprints as key elements of the permo-triassic continental biochronology.* Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, Monografia **25**: 7-23.
- BAKKER R.T. (1977) - *Tetrapod mass extinction - a model of the regulation and speciation rates and immigration by cycles of topographic diversity.* In: HALLAM A. (Eds.), *Patterns of evolution as illustrated by the fossil record.* Elsevier, Amsterdam: 439-468.
- BALINI M. (1992) - *Ammoniti e biostratigrafia del Calcare di Prezzo (Anisico superiore, Alpi meridionali).* Tesi di dottorato inedita, Milano, pp. 191.
- BALINI M., GERMANI D., NICORA A. & RIZZI E. (2000) - *Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy): revaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography.* Riv. It. Paleont. Strat., **106/1**: 19-58.
- BERGGREN W.A. & VAN COUVERING J.A. (1974) - *The late Neogene biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 m.y. in marine and continental sequences.* Elsevier, Amsterdam, pp. 216.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy.* In: SNELLING N.J. (Ed.), *Geochronology and the Geologic Record.* Geological Society London Spec. Pap., 211-260.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) - *Stratigraphy and ammonoids of the Lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary.* Eclogae Geol. Helv., **79/1**: 181-225.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps.* Eclogae Geol. Helv., **86/2**: 415-527.
- BRACK P. & RIEBER H. (1994) - *The Anisian/Ladinian boundary: retrospective and new constraints.* Albertiana, **13**: 25-36.
- CASTRADORI D., RIO D., HILGEN F.J. & LOURENS L.J. (1998) - *The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene).* Episodes, **21** (2): 88-93.
- CITA M.B. (1975a) - *The Miocene/Pliocene boundary: History and definition.* In: SAITO T. & BURCKLE L.H., *Late Neogene Epoch Boundaries: Micropaleontology Press, Spec. Publ. New York*, **1**: 1-30.
- CITA M.B. (1975b) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision.* Riv. It. Paleont. Strat., **81**(4): 527-544.
- CITA M.B. & GARTNER S. (1973) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. IV. The stratotype Zanclean, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy.* Riv. It. Paleont. Strat., **79**: 503-558.
- CITA M.B., RIO D., HILGEN F., CASTRADORI D., LOURENS L. & VERGERIO P. (1996) - *Proposal of the Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Piacenzian (Middle Pliocene).* Neogene Newsletter, **3**: 20-46.
- COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA (1993) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica: unità biostratigrafiche.* Boll. Soc. Geol. It., **112**: 563-572.
- COCCIONI R., MONACO P., MONECHI S., NOCCHI M. & PARISI G. (1988) - *Biostratigraphy of the Eocene/Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy).* In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy).* PREMOLI SILVA I., COCCIONI R. & MONTANARI A. (Eds.): 59-80.
- FANTINI SESTINI N. (1994) - *The Ladinian ammonoids from Calcare di Esino of Val Parina (Bergamasc Alps, Northern Italy). Pt. 1.* Riv. It. Paleont. Strat., **100/2**: 227-284.
- FANTINI SESTINI N. (1996) - *The Ladinian ammonoids from Calcare di Esino of Val Parina (Bergamasc Alps, Northern Italy). Pt. 2.* Riv. It. Paleont. Strat., **102/2**: 211-226.
- FURSICH F.T. (1978) - *The influence of faunal condensation and mixing on the preservation of fossil benthic communities.* Lethaia, **11**: 243-250.
- GAETANI M. (1994) - *Working Group on the Anisian, Ladinian and Carnian Stage Boundaries: Annual Report.* Albertiana, **14**: 51-53.
- GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON (1967) - *Report of the Stratigraphical Code Sub-committee.* T.N. George et al., Geol. Soc. London Proc., **1638**: 75-87.
- GLIOZZI E., ABBAZZI L., ARGENTI P., AZZAROLI A., CALOI L., PAPASSO BARBATO L., DI STEFANO G., ESU D., FICCARELLI G., GIROTTI O., KOTSAKIS T., MASINI F., MAZZA P., MEZZABOTTA C., PALOMBO M.R., PETRONIO C., ROOK L., SALA B., SARDELLA R., ZANALDA E. & TORRE D. (1997) - *Biochronology of selected mammals, mollusca and ostracods from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. State of the art.* Riv. It. Paleont. Strat., **103/3**: 369-388.

- HEDBERG H.D. (1976) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. John Wiley & Sons, pp. 200.
- HILGEN F.J. (1987) - *Sedimentary rhythms and high-resolution chronostratigraphic correlations in the Mediterranean Pliocene*. *Newsl. Stratigr.*, **17**(2): 109-127.
- LANGEREIS C.G. & HILGEN F.J. (1991) - *The Rossello composite: a Mediterranean and global reference section for the Early to early Late Pliocene*. *Earth Planet. Science Letters*, **104**: 211-225.
- LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C & ZACHARIASSE W.J. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale*. *Paleoceanography*, **11** (4): 391-413.
- LOWRIE W., ALVAREZ W., NAPOLEONE G., PERCH-NIELSEN, K., PREMOLI SILVA I. & TOUMARKINE M. (1982) - *Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: the Contessa sections, Gubbio*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**: 414-432.
- LUCAS S.G. (1999) - *A tetrapod-based Triassic timescale*. *Albertiana*, **22**: 31-40.
- MOJSISOVICS E.V. (1882) - *Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz*. *Abh. Geol. Reichsanst.*, Bd. **10**: 1-322.
- NASC NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code (NASC)*. *AAPG Bull.*, **67**, 5: 841-875.
- NICORA A. & BRACK P. (1995) - *The Anisian/Ladinian boundary interval at Bagolino (Southern Alps, Italy): II. The distribution of Conodonts*. *Albertiana*, **15**: 57-65.
- NICORA A. & BRACK P. (2000) - *I conodonti della Formazione di Buchenstein delle Prealpi bresciane: sezioni di Pertica e Brozzo, relazioni con la successione di Bagolino*. *Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi*, **21**: 177-181.
- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MONECHI S., MADILE M., NAPOLEONE G., RIPEPE M., ORLANDO M., PREMOLI SILVA I. & BICE D.M. (1986) - *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequence, Italy*. In: POMEROL C. & PREMOLI SILVA (Eds.), *Terminal Eocene Events*, *Develop. Paleont. Strat.*, **9**: 1-24.
- ODIN G.S. & MONTANARI A. (1988) - *The Eocene/Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy): a potential Stratotype for the Eocene/Oligocene boundary*. In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*. PREMOLI SILVA I., COCCIONI R. & MONTANARI A. (Eds.): 253-263.
- REMANE J. (1985) - *Calpionellids*. In: Haq B.U. & Boersma A. (Eds.), *Introduction to micropaleontology*: 161-170.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. *et alii*, (1990). *Proc. ODP, Sci. Results*, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 513-533.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds): pp. 214.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E. & CONFALONIERI M.P. (1996) - *Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino and Bellano Formations; western Southern Alps)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **102**: 27-48.
- WALLISER H. (1986) - *Global Bio-Events. A critical Approach*. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **8**: pp. 442.
- WONDERS A.A.H. (1980) - *Middle and Late Cretaceous planktonic Foraminifera of the western Mediterranean*. *Utrecht Micropal. Bull.*, **24**: pp. 157.

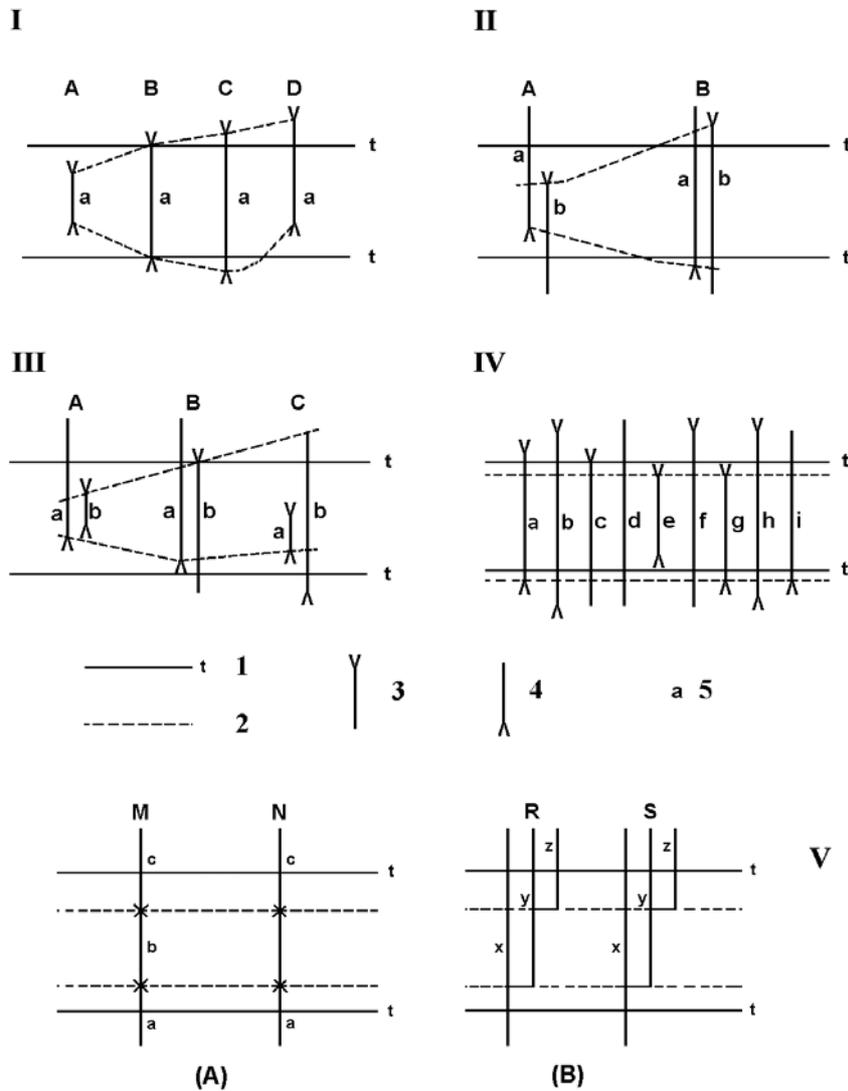


Fig. 1 - Diversi tipi di biozone. **I.** Biozona di distribuzione totale del fossile indice a nelle sezioni stratigrafiche A-D. **II.** Biozona di distribuzione concomitante degli indici a e b nelle due sezioni stratigrafiche A e B. **III.** Biozona di intervallo, compresa tra la prima comparsa dell'indice a e la scomparsa dell'indice b nelle sezioni A-C. **IV.** Biozona di associazione. In un complesso di indici a distribuzione assai diversificati, alcune specie hanno distribuzione locale. **V.** Biozona filetica. In (A) la biozona filetica rappresenta l'intera distribuzione della specie indice b nelle due sezioni stratigrafiche M ed N; in (B) la biozona filetica rappresenta parte della distribuzione della specie indice y, tra la sua prima comparsa e la prima comparsa del suo discendente z, nelle sezioni stratigrafiche R e S.

Per tutti gli schemi: **1** = linea tempo; **2** = limite della biozona; **3** = ultima presenza documentata nella sezione; **4** = prima comparsa documentata nella sezione; **5** = specie indice (ridisegnata da Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica - Unità biostratigrafiche, Commissione Italiana di Stratigrafia, 1993 e da SALVADOR, 1994).

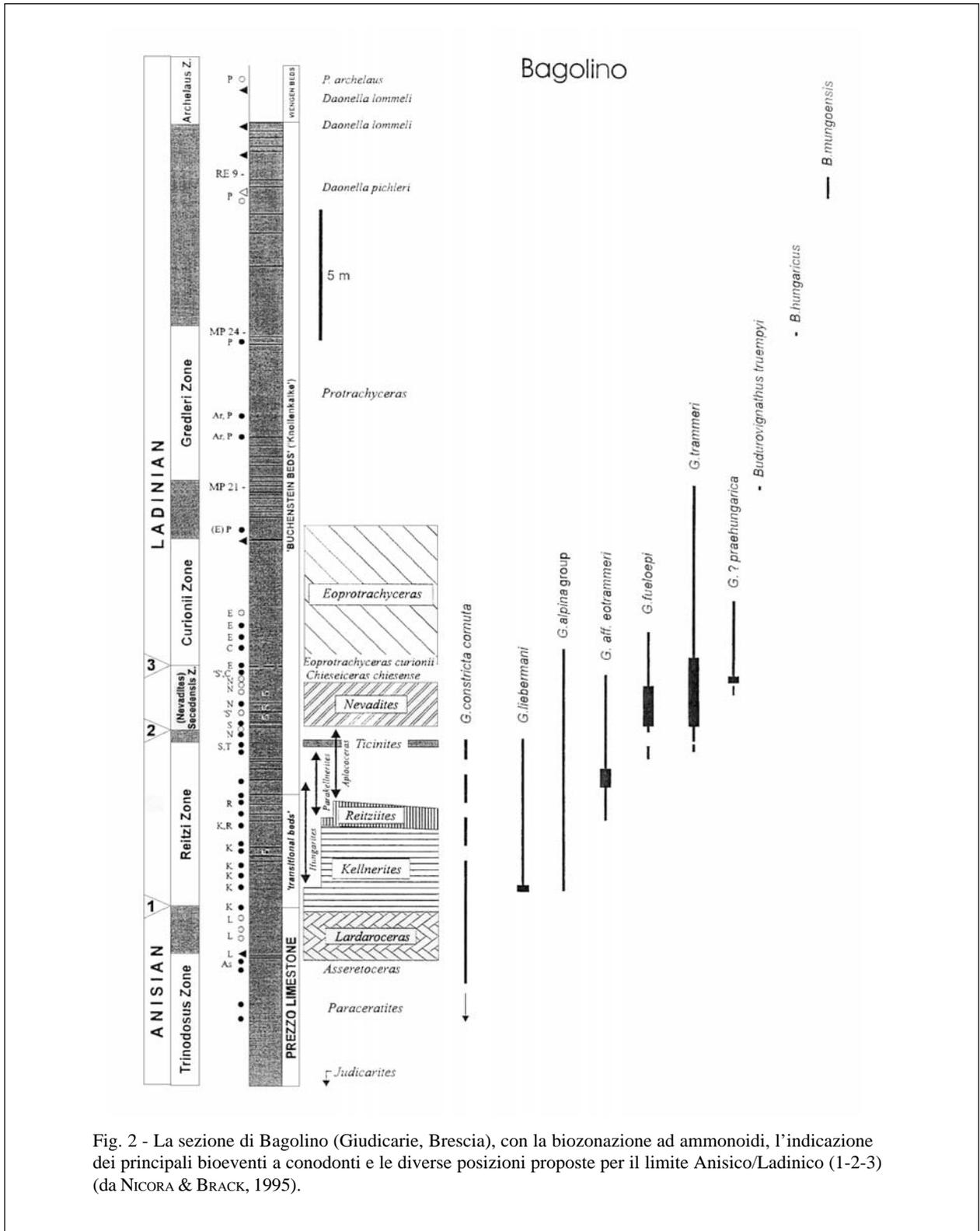


Fig. 2 - La sezione di Bagolino (Giudicarie, Brescia), con la biozonazione ad ammonoidi, l'indicazione dei principali bioeventi a conodonti e le diverse posizioni proposte per il limite Anisico/Ladinico (1-2-3) (da NICORA & BRACK, 1995).

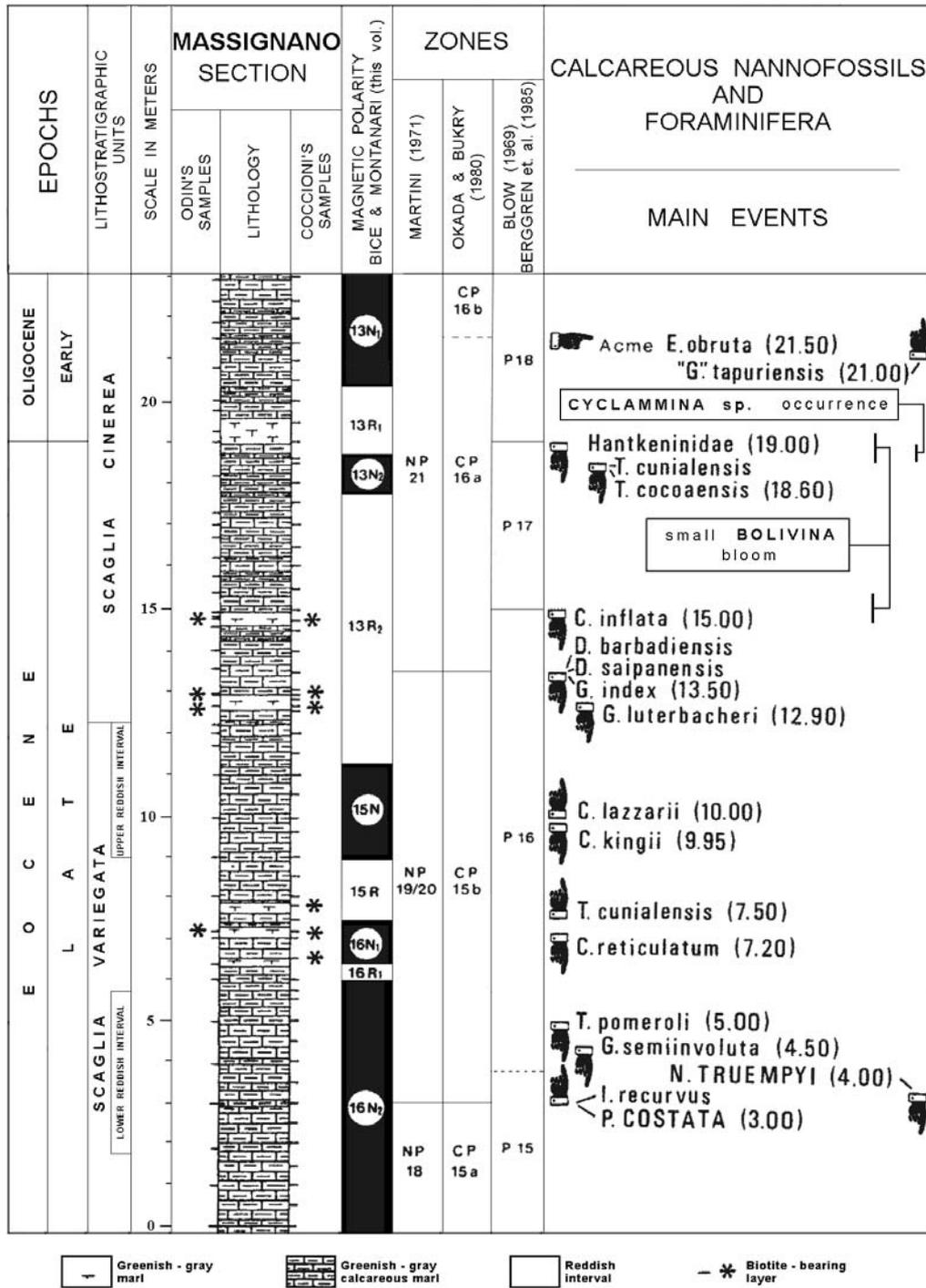


Fig. 3 - Principali bioeventi a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici nella sezione di Massignano (Ancona), posizionati in relazione alle scale crono- lito-, magneto- e biostratigrafiche (da Coccioni *et alii*, 1988).

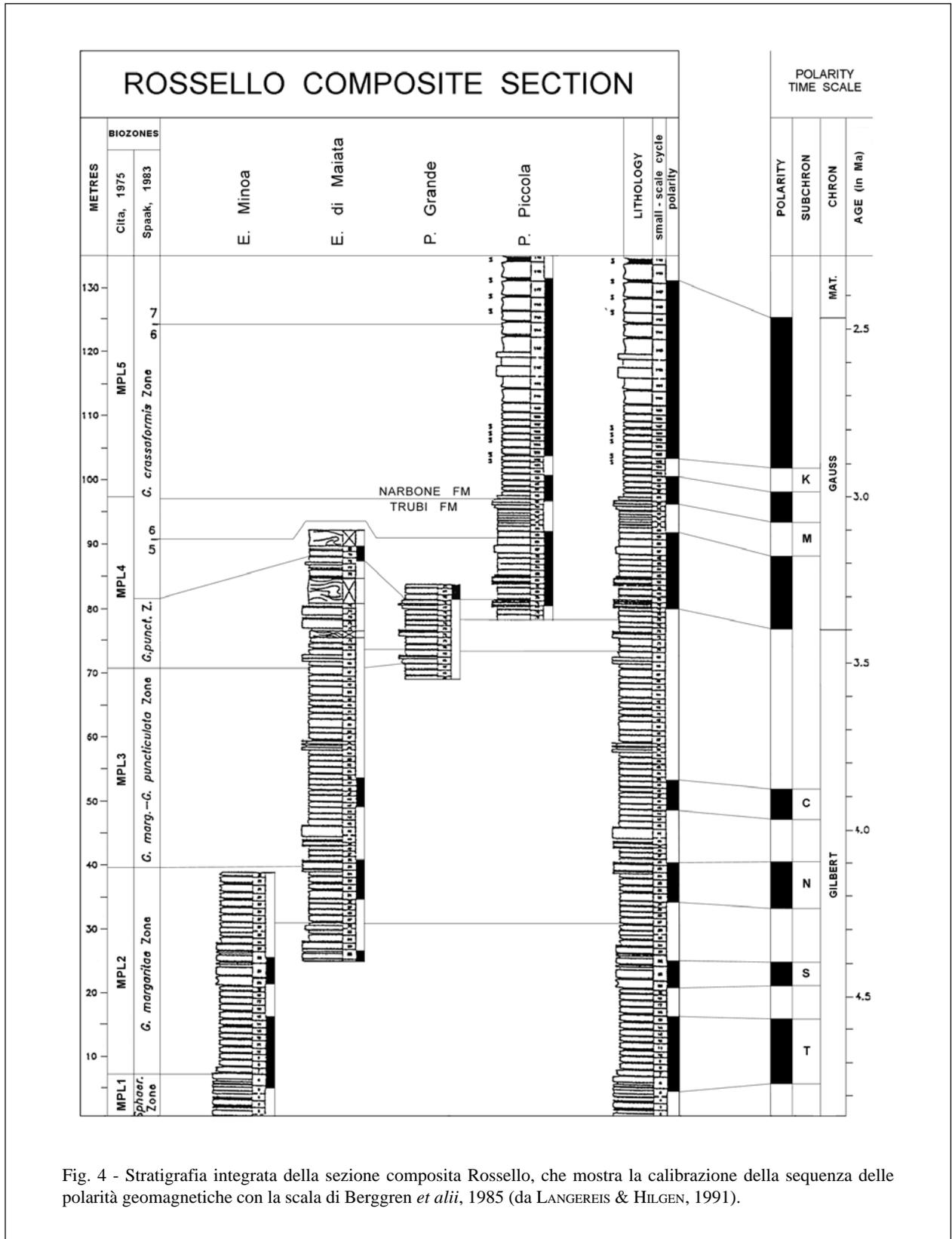


Fig. 4 - Stratigrafia integrata della sezione composta Rosello, che mostra la calibrazione della sequenza delle polarità geomagnetiche con la scala di Berggren *et alii*, 1985 (da LANGEREIS & HILGEN, 1991).

7. - UNITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICHE

7.1. - LA MAGNETOSTRATIGRAFIA

Il paleomagnetismo si occupa dello studio dell'intensità, direzione e verso del vettore "magnetizzazione residua" (NRM *Natural Remanent Magnetization*), registrato nelle rocce all'atto della loro formazione, e delle tipologie, caratteristiche e quantità dei minerali magnetici responsabili della NRM delle rocce. La magnetostratigrafia ha avuto un grandissimo sviluppo negli ultimi 30 anni, anche se i primi studi sulle proprietà magnetiche delle rocce risalgono agli albori del novecento. BRUNHES (1906) notò per primo che alcuni campioni di rocce vulcaniche presentavano una direzione di magnetizzazione antiparallela rispetto al campo geomagnetico attuale. Successivamente, MATUYAMA (1929) studiò l'inversione della direzione del vettore paleomagnetico in una successione di rocce magmatiche quaternarie provenienti dal Giappone e dalla Manciuria, osservando che vi erano rocce più recenti a polarità normale e rocce più antiche a polarità inversa. Furono proposte due ipotesi sull'origine delle inversioni della NRM. La prima prevedeva che il campo magnetico terrestre, assimilabile a quello di un dipolo assiale centrato ed inclinato di 11.5° rispetto all'asse di rotazione terrestre, si invertisse nel corso del tempo geologico in modo tale che il polo sud magnetico prendesse il posto del polo nord, e viceversa (*field-reversal hypothesis*). La seconda ipotesi prevedeva invece che alcuni tipi di rocce vulcaniche potessero acquisire una magnetizzazione antiparallela rispetto al campo inducente, a causa di particolari processi di cristallizzazione dei minerali magnetici durante il raffreddamento della roccia (*self-reversal hypothesis*).

Le problematiche concernenti l'origine delle inversioni furono risolte negli anni sessanta. Cox (1969) e Cox *et alii* (1963, 1964) hanno infatti dimostrato che tutte le rocce vulcaniche provenienti da diverse parti del mondo e raffreddatesi nello stesso periodo mostrano la stessa direzione di magnetizzazione normale o inversa e che esiste una sequenza ordinata di inversioni di polarità magnetica nel tempo geologico. A partire da allora, la teoria dell'inversione del campo magnetico è stata riconosciuta come la più attendibile, anche se è stata dimostrata l'esistenza di rari casi di autoinversione in alcuni tipi di rocce, come ad esempio la dacite di Haruna, Giappone, uno dei primi campioni analizzati da Cox e coautori negli anni sessanta.

La NRM è di grande utilità nella classificazione stratigrafica; essa indica: (i) lo stato di polarità magnetica nella roccia, normale o inversa, (ii) l'inversione di polarità magnetica nella roccia, da normale a inversa e viceversa, (iii) la posizione nello spazio del polo paleomagnetico corrispondente, che può mostrare una migrazione apparente dovuta al movimento della placca alla quale il polo si riferisce, (iv) le variazioni di intensità della componente dipolare del campo magnetico terrestre, e (v) le variazioni delle caratteristiche delle componenti non dipolari del campo magnetico terrestre.

Quando una qualsiasi di tali proprietà varia all'interno dei corpi rocciosi, può costituire la base per la distinzione di unità stratigrafiche note complessivamente con il nome di unità magnetostratigrafiche.

La proprietà magnetica più utile in stratigrafia è indubbiamente il cambiamento di verso del vettore della magnetizzazione residua naturale delle rocce, causato dalle inversioni di polarità del campo magnetico terrestre, avvenute frequentemente nel corso della storia geologica della Terra. Se si può stabilire con sufficiente approssimazione che la NRM di un corpo roccioso è stata acquisita al momento della sua formazione, e non costituisce una rimagnetizzazione successiva, allora i cambiamenti di verso del vettore della NRM registrati in una successione rocciosa possono essere utilizzati per suddividerla in unità caratterizzate dalla loro polarità magnetica: tali unità vengono denominate unità di polarità magnetostratigrafica.

Le unità di polarità magnetostratigrafica possono essere normali o inverse. Per convenzione, nell'emisfero settentrionale la direzione di magnetizzazione positiva è quella inclinata verso il basso e che punta verso il Polo Nord magnetico attuale; un corpo roccioso con magnetizzazione positiva

è detto a polarità normale. Al contrario, se nell'emisfero settentrionale la magnetizzazione è inclinata verso l'alto e diretta verso il Polo Sud magnetico attuale, il corpo roccioso ha polarità inversa. La successione delle inversioni di polarità delle unità di polarità magnetostratigrafica è stato ricostruito attraverso:

1) lo studio di successioni in affioramento o in pozzo (carote), determinando l'orientazione della magnetizzazione residua naturale in rocce sedimentarie e/o vulcaniche datate con metodi biostratigrafici e/o isotopici;

2) lo studio di profili magnetometrici eseguiti durante le crociere oceanografiche ed i rilievi aeromagnetici della seconda guerra mondiale. È stato riconosciuto che le anomalie magnetiche dei fondali oceanici costituiscono bande alternativamente a polarità normale e inversa, disposte parallelamente all'asse delle dorsali medio-oceaniche. Tali anomalie riflettono le successive inversioni del campo magnetico terrestre, registrate dalle lave effuse dalla dorsale oceanica durante il processo di espansione dei fondi oceanici.

7.2. - IL MAGNETISMO DELLE ROCCE

I principali meccanismi di acquisizione della magnetizzazione residua naturale nelle rocce sono tre:

- **Magnetizzazione residua termica (TRM)**. È la magnetizzazione acquisita da una roccia durante il raffreddamento al di sotto della temperatura di Curie dei minerali ferromagnetici in essa contenuti. In corrispondenza di tale temperatura, i minerali naturalmente magnetici (come la magnetite) acquisiscono una magnetizzazione che viene progressivamente fissata nella roccia secondo la direzione del campo esterno inducente mentre essa si raffredda fino a temperatura ambiente. La temperatura di Curie per la magnetite pura, particolarmente abbondante in alcuni tipi di rocce magmatiche (ad es. i basalti), è di 575°C.

- **Magnetizzazione residua detritica (DRM)**. È la magnetizzazione acquisita durante la deposizione in ambiente sedimentario di minerali magnetici di origine detritica o biogena. Si distinguono due tipi di DRM: la DRM deposizionale, dovuta all'allineamento dei minerali magnetici da parte del campo magnetico terrestre inducente durante la loro decantazione nella colonna d'acqua; la DRM post-deposizionale, legata alla rotazione dei minerali magnetici secondo il campo magnetico inducente quando essi si trovano nei pori interstiziali di un sedimento saturo in acqua.

- **Magnetizzazione residua chimica (CRM)**. È la magnetizzazione dovuta a trasformazioni mineralogiche in seguito a processi metamorfici o a fenomeni di ossidazione a temperatura ambiente. In questi casi, infatti, il minerale ferromagnetico di nuova formazione si orienta parallelamente alla direzione del campo magnetico presente durante la trasformazione mineralogica. Le reazioni che avvengono più comunemente sono reazioni di disidratazione (trasformazione di goethite in ematite), reazioni di ossidazione (trasformazione di titanomagnetite in titanomagnetite) e reazioni di riduzione (trasformazione di ematite in magnetite).

Per una trattazione più approfondita dell'argomento, si rimanda ai lavori di HAILWOOD (1989), LOWRIE (1989), BUTLER (1992), OPDYKE & CHANNEL (1996) e McELHINNY & McFADDEN (2000).

7.3. - DEFINIZIONI

Magnetostratigrafia. *Branca della stratigrafia che si occupa delle caratteristiche magnetiche dei corpi rocciosi.*

Classificazione magnetostratigrafica. *Organizzazione dei corpi rocciosi in unità basate sulle variazioni delle proprietà magnetiche.*

Unità magnetostratigrafica (= magnetozona). *Insieme di rocce caratterizzate dal fatto di possedere proprietà magnetiche simili (e pertanto non solo la polarità magnetica) che permettono di distinguerle dai corpi rocciosi adiacenti.* Contrariamente a questa definizione di SALVADOR (1994), la maggioranza degli Autori (e.g. KENT *et alii*, 1995; REY *et alii*, 1997) utilizzano il termine magnetozona con specifico riferimento alla polarità magnetica (vedi unità di polarità magnetostratigrafica).

Classificazione di polarità magnetostratigrafica. Organizzazione dei corpi rocciosi in unità basate sulle inversioni di polarità della magnetizzazione residua naturale, causate dalle inversioni di polarità del campo magnetico terrestre.

Unità di polarità magnetostratigrafica. Insieme di rocce caratterizzate da una polarità magnetica stabile normale o inversa, che permette di distinguerle dai corpi rocciosi soprastanti e sottostanti.

Orizzonti di inversione di polarità magnetostratigrafica. Superfici o intervalli stratigrafici di spessore limitato che separano successioni di strati rocciosi con polarità stabile opposta.

Quando l'inversione di polarità avviene gradualmente in un intervallo di strati rocciosi avente spessore di almeno un metro, allora si utilizza il termine di zona di transizione di polarità magnetostratigrafica.

Gli orizzonti di inversione di polarità e le zone di transizione di polarità costituiscono i limiti delle unità di polarità magnetostratigrafica.

Polarità normale. Quando le linee di forza del campo magnetico terrestre sono dirette verso il Polo Nord magnetico e hanno inclinazione verso il basso, cioè positiva, nell'emisfero settentrionale.

Polarità inversa. Quando le linee di forza del campo magnetico terrestre sono dirette verso il Polo Sud magnetico e hanno inclinazione verso l'alto, cioè negativa, nell'emisfero settentrionale.

7.4. - TIPI DI UNITÀ DI POLARITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICA

L'unità formale di base nella classificazione di polarità magnetostratigrafica è la zona di polarità magnetostratigrafica, che può essere denominata semplicemente zona di polarità qualora nel contesto sia chiaro che ci si riferisce alla polarità magnetica.

La zona di polarità può essere suddivisa in sottozona di polarità (Sottozona Jaramillo) o può fare parte di una superzona di polarità (Superzona di Polarità Normale nel Cretacico) (fig.1). Si possono inoltre utilizzare i termini di microzona di polarità o megazona di polarità per unità rispettivamente più piccole di una sottozona o più grandi di una superzona.

Se necessario, il rango di una zona di polarità magnetostratigrafica può essere cambiato.

Le zone di polarità magnetostratigrafica possono essere formate da:

- corpi rocciosi caratterizzati pervasivamente da una singola polarità magnetica;
- un fitto alternarsi di unità a polarità normale e inversa (polarità mista);
- un intervallo a polarità dominante normale o inversa, contenente suddivisioni minori a polarità opposta (ad esempio una zona di polarità normale dominante può contenere unità di rango inferiore con polarità inversa).

Si ribadisce che, in disaccordo con la terminologia adottata da SALVADOR (1994), in alcuni recenti lavori di magnetostratigrafia (KENT *et alii*, 1995 e REY *et alii*, 1997) l'unità formale di base della classificazione di polarità magnetostratigrafica è la magnetozona, intesa come un intervallo a (predominante) polarità normale o un intervallo a (predominante) polarità inversa.

7.5. - PROCEDURE PER ISTITUIRE ED ESTENDERE LE UNITÀ DI POLARITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICA

Le procedure per l'istituzione delle unità di polarità magnetostratigrafica devono seguire le regole generali enunciate nel cap. 3. Data la particolare natura delle unità di polarità, l'argomento concernente gli stratotipi richiede un trattamento particolare.

La sequenza di inversioni registrata dalle anomalie magnetiche dei fondi oceanici, datata per estrapolazione ed interpolazione in base a dati isotopici e biocronologici, ha costituito un punto di riferimento per la correlazione delle inversioni di polarità osservate in successioni in affioramento. La natura di tali anomalie magnetiche ed il fatto che esse vengano determinate su profili magnetometrici sono però in contrasto con i requisiti fondamentali dello stratotipo.

Idealmente infatti, lo standard per la definizione ed il riconoscimento di un'unità di polarità magnetostratigrafica dovrebbe essere uno stratotipo, caratterizzato da una successione continua di strati, contenente il pattern di polarità magnetica dell'unità. Inoltre, lo stratotipo di un'unità

di polarità magnetostratigrafica dovrebbe comprendere lo stratotipo del limite inferiore e quello del limite superiore, chiaramente indicati da marker artificiali permanenti. Se esiste una transizione graduale tra due zone di polarità, allora è possibile indicare un limite arbitrario oppure riconoscere formalmente e definire una zona di transizione tra le due unità.

Un'unità di polarità magnetostratigrafica ed i suoi limiti possono essere estesi oltre lo stratotipo o località tipo solo fino a dove è possibile identificare con certezza le proprietà magnetiche e la posizione dell'unità.

In pratica però, poiché generalmente le unità di polarità magnetostratigrafica hanno breve durata e, a causa della loro natura binaria, possono essere facilmente confuse tra loro se prese singolarmente, ha poco senso parlare di stratotipi di singole unità di polarità magnetostratigrafica, bensì ha senso parlare di stratotipi di sequenze di unità di polarità magnetostratigrafica in sezioni di cui è nota la biostratigrafia e la litostratigrafia.

7.6. - DENOMINAZIONE DELLE UNITÀ DI POLARITÀ MAGNETOSTRATIGRAFICA E STORIA DELLA NOMENCLATURA IN MAGNETOSTRATIGRAFIA

7.6.1. - Denominazione

In accordo con le regole generali espone nel cap. 3., *il nome formale di un corpo roccioso, specificatamente istituito ed adeguatamente descritto, caratterizzato da polarità magnetica normale, inversa o mista, che permette di distinguerlo dalle rocce adiacenti, deve essere formato dal termine dell'unità (superzona, zona o sottozona di polarità) seguito da un termine geografico appropriato; ad esempio: Sottozona di Polarità Reunion. È necessario inoltre indicare la polarità, ad esempio: Sottozona di Polarità Normale Jaramillo. I nomi delle ultime quattro zone di polarità magnetostratigrafica, derivati dai nomi dei primi eminenti studiosi del paleomagnetismo (Zone di polarità Brunhes, Matuyama, Gauss, Gilbert), devono essere comunque mantenuti poiché di consolidato e tradizionale utilizzo.*

Non è possibile utilizzare per un'unità di polarità magnetostratigrafica un termine già utilizzato per denominare un'unità stratigrafica di tipo diverso e viceversa.

SALVADOR (1994) mette in evidenza che attualmente la maggior parte delle unità di polarità magnetostratigrafica non hanno un nome o sono designate da lettere o numeri (vedi paragrafo 7.6.2.), che generalmente derivano dal numero dell'anomalia oceanica corrispondente. Secondo SALVADOR (1994), il sistema di numerazione delle anomalie magnetiche non deve essere abbandonato, ma per la denominazione delle unità di polarità è necessario evitare di usare lettere e numeri, utilizzabili solo a livello informale.

La nomenclatura proposta da SALVADOR (1994) è differente dall'uso corrente in magnetostratigrafia (MUTTONI *et alii*, 1994; MUTTONI *et alii*, 1996, 1997) e dallo schema nomenclaturale proposto da KENT *et alii* (1995, p. 14978) che indicano come unità formale di base la magnetozona (vedi par. 7.4). KENT *et alii* (1995), basandosi sul carattere binario della polarità, assegnano numeri, in ordine crescente dal basso verso l'alto, alle coppie successive di magnetozona a predominante polarità normale e a predominante polarità inversa. Le singole magnetozone vengono distinte con il suffisso "n" (polarità normale) e "r" (polarità inversa) posizionato dopo il numero progressivo della coppia di appartenenza (ad esempio, la magnetozona 1n e la magnetozona 1r formano la coppia 1, alla base della sezione). Una magnetozona può contenere al suo interno sottomagnetozone di durata minore, che vengono distinte, sempre procedendo dal basso verso l'alto, in maniera analoga, aggiungendo cioè in coda al codice della magnetozona di appartenenza un punto decimale seguito da un numero progressivo e dal suffisso "n" o "r" (ad esempio, sottomagnetozone 1n.1n, 1n.1r, 1n.2n). Le nuove sottomagnetozone riconosciute successivamente, possono essere inserite nello schema nomenclaturale esistente semplicemente aggiungendo in coda al codice della sottomagnetozona in cui sono state trovate un nuovo punto decimale seguito da un numero progressivo e dal suffisso "n" o "r" (ad

esempio, una nuova sottomagnetozone riconosciuta all'interno della sottomagnetozone 1n.1n verrà chiamata sottomagnetozone 1n.1n.1r). Infine, onde distinguere magnetozone di regioni diverse, si fa precedere al codice della magnetozone una sigla univoca di appartenenza (ad esempio, il nome della sezione stratigrafica o un acronimo che possa inequivocabilmente definirla). Questo schema permette di risolvere il grave problema di trovare un numero sufficiente di nomi geografici per indicare le molteplici unità di polarità e di inserire nuove unità in uno schema preesistente.

7.6.2. - Cenni storici sulla nomenclatura in magnetostratigrafia

Viene di seguito presentato un breve riassunto sulla storia della nomenclatura in magnetostratigrafia e sullo stato attuale dell'arte; per un'analisi esauriente si rimanda ai testi di HAILWOOD (1989), LOWRIE (1989), HARLAND *et alii* (1990), JACOBS (1994) e OPDYKE & CHANNEL (1996).

All'inizio degli anni sessanta lo studio delle successioni vulcaniche plio-pleistoceniche permise di ricostruire la successione delle inversioni del campo geomagnetico negli ultimi 5 milioni di anni. COX *et alii* (1964) chiamarono epoche gli episodi caratterizzati da polarità normale o inversa della durata di 10^6 anni ed eventi quelli con durata 10^4 - 10^5 anni. Tale terminologia fu applicata anche successivamente, quando si scoprì che la durata degli episodi era più variabile (10^4 - 10^7 anni). Alla fine degli anni sessanta, le perforazioni dei sedimenti dei fondi oceanici permisero di estendere la successione delle inversioni fino a circa 25 milioni di anni fa; tali zone di polarità furono indicate con un numero crescente verso i tempi più antichi; così all'Epoca Gilbert definita sulle successioni vulcaniche corrispondeva l'Epoca 4 per i sedimenti marini (fig. 2).

Recentemente, l'utilizzo dei termini "epoca", "evento" e "intervallo" per indicare le unità di polarità magnetostratigrafica è stato fortemente sconsigliato (NASC, 1983; SALVADOR, 1994; REY *et alii*, 1997), mentre sono stati mantenuti i nomi propri (vedi 7.6.1.).

Sempre verso la fine degli anni sessanta, lo studio delle anomalie magnetiche dei fondali oceanici ha permesso di estendere verso il basso la successione delle inversioni, ma ha portato a notevoli complicazioni nomenclaturali. Le anomalie magnetiche positive più importanti sono state infatti numerate da 1 a 34, partendo dalla dorsale oceanica verso i margini del bacino (HEIRTZLER *et alii*, 1968; LARSON & PITMAN, 1972). Tale numerazione, pur essendo in disaccordo con quella delle "epoche" basata sullo studio delle carote dei sedimenti marini, si è imposta come riferimento per le correlazioni globali ed è stata modificata mediante l'aggiunta di lettere e decimali per indicare le anomalie caratterizzate da picchi di intensità minori, tralasciati nella prima numerazione (LA BRECQUE *et alii*, 1977; NESS *et alii*, 1980).

Negli anni settanta, l'analisi magnetostratigrafica delle successioni sedimentarie a terra ha portato ad un nuovo affinamento della nomenclatura, con successive complicazioni dovute al progredire degli studi e alla scoperta di nuove sottozone di polarità.

Attualmente (CANDE & KENT, 1992; 1995), le unità di polarità [riportate utilizzando il termine geocronologico crono (10^5 - 10^6 anni) e sottocrono (10^4 - 10^5 anni), in accordo con SALVADOR, 1994] del Cenozoico e del Cretacico superiore (fino al Supercrono di Polarità Normale del Cretacico che inizia nel Santoniano) sono indicate dalla lettera **C** seguita da un numero che indica l'anomalia oceanica corrispondente. Poiché la numerazione delle anomalie oceaniche è basata solo sulle polarità positive, ad ogni numero corrispondono due croni di polarità, uno normale ed uno inverso che lo precede; al numero dell'anomalia si aggiunge quindi la lettera **n** per la polarità normale e la lettera **r** per la polarità inversa (fig. 2). Per indicare i sottocroni si utilizzano suffissi numerici, in ordine progressivo dal più recente al più antico, seguiti dalle lettere n e r; ad esempio il crono C16n è costituito, dall'alto verso il basso, dai sottocroni C16n.1n, C16n.1r, C16n.2n (fig. 3). I criptocroni (10^3 - 10^4 anni) vengono indicati con la designazione -1, -2 ecc., che segue l'indicazione del sottocrono. Infine, per indicare precisamente la posizione frazionaria all'interno di un crono o di un sottocrono si utilizza il metodo di LA BRECQUE *et alii*, (1983) che prevede l'aggiunta di un numero decimale tra parentesi. Ad esempio la terminazione più recente del crono C29n corrisponde a C29n (0.0); la terminazione più antica dello stesso è C29r

(0.0), poiché equivale alla terminazione più recente del crono precedente; un livello all'interno del crono C29n e posto a 3/10 dalla sua terminazione più recente viene indicato con la terminologia C29n (0.3). Questo schema di nomenclatura numerica viene complicato dal fatto che la numerazione originale da 1 a 34 ha preso in considerazione solo i picchi principali delle anomalie; per indicare quindi i croni non numerati è stata aggiunta una lettera al numero del crono successivo: ad esempio, il crono C2r è preceduto dal crono C2An.

Nel 1989, HAILWOOD ha proposto uno schema di numerazione sistematico, nel quale i croni sono stati rinumerati da S1n a S50, in modo tale da eliminare i croni tipo C2A, C3A; tale sistema semplificato non è però ancora stato adottato nei lavori di magnetostratigrafia.

Per quanto riguarda la numerazione delle anomalie del Giurassico medio-Cretacico inferiore (Calloviano-Aptiano), è stata stabilita una sequenza-M che prevede la numerazione progressiva, preceduta dalla lettera M, delle anomalie negative da M0 (alla base dell'Aptiano) a M29 (nel Calloviano); i croni corrispondenti sono identificati dall'aggiunta del prefisso C, seguito dall'indicazione dell'anomalia (ad esempio M0) e dalle lettere n e r. Ad ogni cifra corrispondono due croni, uno normale ed uno inverso che lo precede (CM1n e CM1r).

REY *et alii* (1997) mettono in evidenza che la sequenza-M è stata estesa fino all'anomalia M38, ma l'ultima parte non è ancora confermata da risultati sicuri.

Infine, secondo la versione di GRADSTEIN *et alii* (1994), vi sono delle eccezioni, nel senso che i croni CM2 e CM4 non esistono, mentre sono presenti i croni CM10A, CM11A, CM12A, CM22A che precedono i croni CM10, CM11, CM12, CM22.

7.7. - RAPPORTI CON ALTRI TIPI DI UNITÀ STRATIGRAFICHE

Le unità di polarità magnetostratigrafica sono simili alle unità lito- e biostratigrafiche per il fatto che sono basate su una proprietà misurabile delle rocce, ovvero la polarità magnetica. A differenza di queste ultime esse però presentano il grande vantaggio di essere caratterizzate da un'estensione geografica globale, carattere che le rende più simili alle unità cronostatigrafiche. Infatti, poiché le inversioni di polarità del campo magnetico avvengono in un intervallo di tempo di alcune migliaia di anni, gli orizzonti di inversione di polarità magnetostratigrafica approssimano i cronoorizzonti, ed i corpi rocciosi da essi delimitati costituiscono unità contenenti strati che rappresentano essenzialmente lo stesso intervallo di tempo.

Le unità di polarità magnetostratigrafica non sono comunque unità cronostatigrafiche, poiché non sono definite primariamente sulla base di un intervallo di tempo, ma su una specifica proprietà fisica, ovvero il cambiamento di polarità magnetica, che non è istantaneo.

Inoltre, i limiti di un'unità di polarità possono discostarsi dalla sincronia a causa di molteplici fattori quali la registrazione incompleta dell'inversione di polarità, un ritardo nell'acquisizione della magnetizzazione, la presenza di discordanze/discontinuità nella successione, fenomeni di bioturbazione, alterazione termica subita dalla roccia, ecc.

Infine, le inversioni del campo geomagnetico vengono registrate come un segnale binario non periodico, alternativamente positivo e negativo, che in molti casi non permette di riconoscere specificatamente ed inequivocabilmente le singole unità di polarità senza l'ausilio di altri metodi, come la datazione biostratigrafica e isotopica.

7.8. - IL PROBLEMA DEL "TEMPO MAGNETICO"

Il concetto delle zone di polarità magnetostratigrafica come potenzialmente globali ed isocrone ha portato al tentativo di introdurre nuove categorie-tempo e di creare una terminologia speciale per esprimere l'intervallo di tempo corrispondente ad un'unità magnetostratigrafica (NASC, 1983; REY *et alii*, 1997). Secondo HARLAND (1992) e, in particolare, SALVADOR (1994), *l'utilizzo di termini specifici per esprimere "il tempo magnetico" va assolutamente scoraggiato. In stratigrafia, infatti, non esiste un "tempo magnetico", un "tempo isotopico" o un "tempo biologico": il tempo è uno solo anche*

se esistono molti metodi per determinarlo o per esprimere la posizione degli strati nel tempo. La magnetostratigrafia è un formidabile metodo di controllo delle correlazioni in cronostratigrafia. L'intervallo di tempo rappresentato da un'unità di polarità magnetostratigrafica viene denominato con il termine dell'unità geocronologica fondamentale: il crono (ad esempio: Crono Brunhes). Per assegnare tutte le rocce di tutto il mondo aventi la stessa età ad una determinata unità di polarità magnetostratigrafica, si fa riferimento alla terminologia cronostratigrafica: nell'esempio sopracitato Cronozona Brunhes. La terminologia raccomandata da Salvador è riportata nella fig. 1. SALVADOR (1994) contempla inoltre la possibilità di introdurre il termine "polarità" (ad esempio Crono di polarità Brunhes), qualora nel contesto si rendesse necessario specificare che il nome "Brunhes" deriva da un'unità di polarità magnetostratigrafica (vedere paragrafo 7.6).

7.9. - COSTRUZIONE DELLA SCALA TEMPO DELLE POLARITÀ GEOMAGNETICHE (GPTS)

La Scala Tempo delle Polarità Geomagnetiche, in continuo stato di affinamento e revisione, risulta dalla combinazione di diversi metodi di indagine, tra loro indipendenti, che si sono susseguiti e completati dagli anni sessanta ad oggi. Per un commento critico alle successive revisioni della GPTS, si rimanda ai lavori di HARLAND *et alii* (1990) e CANDE & KENT (1992).

Le tre fonti di dati che hanno permesso la costruzione della GPTS sono:

- dati paleomagnetici provenienti da rocce magmatiche datate radiometricamente;
- dati paleomagnetici provenienti da rocce sedimentarie datate radiometricamente e/o biostratigraficamente;
- dati paleomagnetici provenienti dall'interpretazione delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici.

7.9.1. - *Dati paleomagnetici provenienti da rocce magmatiche datate radiometricamente*

La costruzione della scala delle polarità magnetiche ha avuto inizio negli anni sessanta con lo studio delle rocce vulcaniche plio-pleistoceniche, datate per mezzo del metodo K/Ar.

In questo modo Cox (1969) e Cox *et alii* (1963, 1964) hanno elaborato la scala delle inversioni di polarità negli ultimi 5 milioni di anni. L'incertezza del metodo K/Ar (2%) ha però impedito di estendere la GPTS basata sullo studio di affioramenti di rocce vulcaniche isolate più antiche, essendo la durata dei sottocroni (10^5 anni) paragonabile all'errore di misurazione. McDOUGALL *et alii* (1977) sono riusciti ad estendere la GPTS fino a 13 milioni di anni fa, analizzando le successioni vulcaniche continue dell'Islanda occidentale.

7.9.2. - *Dati paleomagnetici provenienti da rocce sedimentarie datate radiometricamente e/o biostratigraficamente*

Lo studio delle successioni sedimentarie ha avuto un ruolo molto importante nella costruzione della GPTS, data la maggior continuità ed estensione nel tempo del record sedimentario rispetto a quello vulcanico. La successione delle inversioni dedotta dallo studio delle rocce sedimentarie può essere datata in modo relativo mediante l'analisi biostratigrafica o radiometricamente, se sono presenti minerali autigeni o livelli vulcanici nella successione sedimentaria.

I dati paleomagnetici ricavati dalle rocce sedimentarie provengono essenzialmente da tre fonti:

- da sedimenti marini recenti, campionati a gravità sul fondo degli oceani attuali che hanno validato la GPTS costruita mediante i dati paleomagnetici ricavati da rocce vulcaniche ed hanno permesso di estendere la scala fino al Paleogene (OPDYKE *et alii*, 1966; THEYER & HAMMOND, 1974);
- da sedimenti marini più antichi, campionati dal Deep Sea Drilling Project (DSDP) e, a partire dal 1985, dall'Ocean Drilling Program (ODP), che hanno fornito un'enorme quantità di dati paleomagnetici e biostratigrafici;
- da successioni sedimentarie affioranti, inizialmente di età recente (Neogene e Quaternario) e in seguito mesozoiche.

In particolare, le analisi magnetobiostratigrafiche effettuate sulle carote del DSDP e ODP e sulle successioni pelagiche in affioramento hanno permesso di calibrare biostratigraficamente la GPTS fino al Giurassico sup.-Cretacico.

7.9.3. - *Dati paleomagnetici provenienti dall'interpretazione delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici*

Lo studio delle anomalie dei fondi oceanici fornisce una registrazione completa delle inversioni di polarità dal Giurassico superiore al presente.

Per assegnare un'età alle anomalie si è essenzialmente proceduto in tre modi:

1) correlando la successione dei picchi dei profili magnetici oceanici con la GPTS relativa agli ultimi 3,5 milioni di anni è possibile assegnare alle anomalie magnetiche un'età numerica, ricavando inoltre la velocità di espansione dei fondi oceanici; se si considera la velocità di espansione costante lungo tutto il profilo, si può estrapolare l'età di tutte le anomalie del profilo in esame. HEIRTZLER *et alii*, (1968) hanno calcolato in questo modo la velocità di espansione dell'Oceano Atlantico ed esteso la GPTS fino al Cretacico. Revisioni successive (HARLAND *et alii*, 1990; CANDE & KENT, 1992, 1995) hanno messo però in evidenza che la velocità di espansione degli oceani non è costante;

2) campionando i sedimenti immediatamente sovrastanti i basalti dei fondali oceanici e datandoli biostratigraficamente (DSDP e ODP) e/o radiometricamente;

3) correlando i profili delle anomalie oceaniche con le sequenze magnetostratigrafiche derivate dalle successioni sedimentarie affioranti, o in pozzo/carote, datate biostratigraficamente e/o radiometricamente.

Attualmente, le versioni più recenti della GPTS sono quella di CANDE & KENT (1995), quella di GRADSTEIN *et alii* (1995) per il Mesozoico e quella di KENT & OLSEN (1999) per il Triassico superiore. Per quanto riguarda i tempi più antichi, COWIE & BASSETT (1990) hanno messo in evidenza che è possibile ricostruire la storia delle inversioni di polarità fino al Proterozoico inferiore, tenendo conto delle difficoltà associate al fatto che non esiste crosta oceanica più antica dell'Oxfordiano e che quindi tali studi si basano essenzialmente su successioni in affioramento.

La GPTS è stata utilizzata per misurare la durata dei ritmi sedimentari, ma da una decina d'anni, grazie alla possibilità di riconoscere ciclicità ad alta frequenza nei sedimenti (Cap. 13.), si è costruita una scala dei tempi astronomici (ATS, Astronomical Time Scale) per gli ultimi 10 milioni d'anni (SHACKLETON *et alii*, 1990; HILGEN, 1991a, b; SHACKLETON *et alii*, 1995; HILGEN *et alii*, 1995; LOURENS *et alii*, 1996), con frequenti proposte di affinamento.

7.10. - CONCLUSIONI

Negli ultimi anni le applicazioni della magnetostratigrafia si sono rivelate estremamente utili e molteplici. Per periodi ove esiste una GPTS, la magnetostratigrafia rappresenta un validissimo mezzo di correlazione e, nel caso di correlazione tra successioni marine e continentali, diventa spesso l'unico metodo possibile.

Rispetto ad altri metodi, la magnetostratigrafia ha la potenzialità di riconoscere unità estese globalmente ed indipendenti dalle facies. Inoltre, un'inversione di polarità è un fenomeno che avviene in un intervallo di tempo di durata di poche migliaia di anni ed è pertanto un fenomeno istantaneo geologicamente che approssima quindi le superfici tempo.

La più grande limitazione della magnetostratigrafia consiste nel fatto che raramente può essere utilizzata indipendentemente da altri metodi tempo-diagnostici, come la biostratigrafia e la geocronologia, poiché gli eventi di polarità non sono univoci. Rocce a polarità normale ed inversa si susseguono infatti nel record geologico, impedendo il riconoscimento univoco dell'età di un campione solo in base alla sua polarità, a meno che non si abbia a che fare con successioni estese di inversioni di polarità con "fingerprint" caratteristico ed univoco (e.g. la magnetozona MO alla base della Superzona Cretacica).

L'integrazione della magnetostratigrafia con la biostratigrafia ha costituito un notevole passo avanti negli studi stratigrafici, poiché ha permesso di ottenere correlazioni a livello globale, di verificare il grado di sincronismo dei bioeventi omotassici. Inoltre, una volta attribuita un'età ai limiti magnetostratigrafici grazie a datazioni radiometriche o astrociclostratigrafiche, si può ricavare una valutazione biocronologica per gli eventi biostratigrafici.

In sintesi, le applicazioni più comuni della magnetobiostratigrafia sono le seguenti:

- calibrazione cronologica delle zone biostratigrafiche. Si stabilisce una zonazione magnetostratigrafica su successioni sedimentarie, appartenenti a regioni diverse, di cui è nota la zonazione biostratigrafica. Si correlano quindi le zone di polarità magnetostratigrafica alla Scala Tempo delle Polarità Geomagnetiche, ottenendo una datazione numerica degli eventi biostratigrafici [si veda anche la calibrazione delle biozone a nanofossili nelle Alpi Meridionali con la GPTS eseguita da CHANNELL & ERBA (1992)];

- correlazione delle successioni di mare profondo (DSDP e ODP) con le sezioni in affioramento. In base ai requisiti enunciati nel cap. 4., gli stratotipi delle unità stratigrafiche ed in particolare delle unità cronostratigrafiche, devono essere basati preferibilmente su sezioni in affioramento, logisticamente accessibili. La magnetostratigrafia rappresenta quindi lo strumento migliore per correlare la biostratigrafia delle successioni carotate sul fondo degli oceani con quella definita su sezioni in affioramento;

- correlazione di successioni sedimentarie marine e continentali. I problemi di correlazione di successioni appartenenti a diversi paleoambienti di sedimentazione (continentale, marino, marginale), caratterizzate quindi da scarsità di elementi faunistici comuni, possono essere risolti dall'analisi magnetostratigrafica che ha permesso inoltre la costruzione di scale biostratigrafiche integrate (ad esempio, quella del Plio-Pleistocene marino e continentale dell'area mediterranea).

7.11. - ESEMPI ITALIANI

Vengono di seguito descritti tre esempi di studi magnetostratigrafici nell'area italiana che dimostrano la fondamentale importanza delle indagini magnetobiostratigrafiche:

Magnetostratigrafia nel Triassico medio delle Dolomiti

MUTTONI *et alii* (1996, 1997) hanno studiato in dettaglio la biostratigrafia e la magnetostratigrafia al limite Anisico-Ladinico nell'area di Frötschbach/Seceda, al fine di correlare la biozonazione tetidea alla sequenza delle polarità magnetiche per la costruzione della scala tempo del Triassico. Lo studio magnetostratigrafico condotto sulla Formazione di Buchenstein nella sezione di Frötschbach ha permesso di riconoscere quattro zone di polarità, denominate F1n, F1r, F2n, F2r (fig. 4). La sezione di Frötschbach è stata correlata mediante *marker* litologici e macrofossili con la sezione di Seceda, caratterizzata da una dettagliata zonazione ad ammoniti. La calibrazione mediante la biostratigrafia a conodonti, ammoniti e palinomorfi ha messo in evidenza la presenza di un'inversione di polarità (passaggio da F1n a F1r) in prossimità del limite Anisico-Ladinico, nella parte alta della Cronozona a *Nevadites secedensis*. Datazioni radiometriche U/Pb su zirconi di livelli tufacei nella sezione di Seceda e nella sezione di Bagolino (quest'ultimo correlato attraverso la sezione di Seceda alla sezione di Frötschbach) hanno permesso di stimare che le quattro zone di polarità magnetostratigrafica rappresentano un intervallo di circa 3 milioni di anni.

La zonazione magnetostratigrafica ha inoltre permesso la correlazione della sezione di Frötschbach con quelle dell'isola di Hydra (Grecia), in modo da ottenere una magnetostratigrafia e biostratigrafia composita attraverso il limite Anisico-Ladinico. La calibrazione tra magnetostratigrafia e zonazione ad ammoniti, utilizzata come riferimento per l'intervallo Anisico-Ladinico nella scala tempo di GRADSTEIN *et alii* (1994), si riferisce ai soli dati provenienti da Hydra (MUTTONI *et alii*, 1994) ed è quindi superata.

Magnetostratigrafia nel Cretacico superiore-Paleogene dell'area umbra

La successione pelagica del Cretacico superiore-Oligocene della Scaglia, affiorante nell'area di Gubbio (Umbria), rappresenta un esempio unico, a livello mondiale, dove è stato possibile condurre congiuntamente analisi magnetostratigrafiche, biostratigrafiche e radiometriche. Possedendo infatti i requisiti di elevato spessore, continuità, ricchezza di eventi biostratigrafici, presenza di livelli databili radiometricamente e di magnetizzazione sufficiente, oltre alla facilità di accesso e di campionamento, è uno dei punti chiave su cui sono state basate sia la costruzione della GPTS sia le correlazioni magnetobiostratigrafiche attraverso il limite Cretacico-Paleogene.

Lo studio di tale successione, intrapreso negli anni settanta e culminato con le sintesi di ALVAREZ *et alii* (1977), NAPOLEONE *et alii* (1983) e nel volume edito da PREMOLI SILVA *et alii* (1988), ha previsto una prima fase di analisi litostratigrafiche, biostratigrafiche e magnetostratigrafiche che hanno permesso la datazione delle inversioni di polarità a Gubbio. Successivamente, la sequenza delle inversioni di polarità di Gubbio è stata correlata con il profilo delle anomalie oceaniche, per le quali si è quindi ottenuta una datazione biostratigrafica indiretta.

Inoltre, PREMOLI SILVA *et alii* (1988) illustrano in dettaglio la biostratigrafia e la magnetostratigrafia al limite Eocene-Oligocene nell'area di Gubbio. In fig. 5 vengono illustrate le correlazioni magnetostratigrafiche e biostratigrafiche delle sezioni in esame, che rappresentano, nell'insieme, una delle migliori sequenze di polarità magnetica calibrate alla biostratigrafia a plancton calcareo per l'intervallo Eocene-Oligocene. Le zone di polarità magnetostratigrafica delle due sezioni della Contessa sono state inoltre correlate con la sequenza delle anomalie magnetiche di LA BRECQUE *et alii* (1977) e con i dati del DSDP Sites 522 e 523 (TAUXE *et alii*, 1984), i quali hanno mostrato una notevole corrispondenza con la sezione Contessa Highway III. Correlazioni con altre sezioni in Umbria ed in particolare con la sezione di Massignano (NOCCHI *et alii*, 1986), stratotipo del limite Eocene-Oligocene, hanno messo in evidenza che il limite è posto nella Cronozona C13r (= C13r (0.14)). CANDE & KENT (1992) utilizzano l'età radiometrica di 33.7 (\pm 0.4) Ma, ottenuta da ODIN *et alii* (1991) per il limite Eocene-Oligocene nella successione umbra, per la calibrazione della Scala Tempo delle Polarità Geomagnetiche.

Magnetostratigrafia nel Pliocene-Pleistocene dell'Italia meridionale

RIO *et alii* (1991) hanno ricostruito una magnetobiostratigrafia di dettaglio per il Pliocene-Pleistocene dell'area mediterranea, che ha permesso da un lato la correlazione degli stratotipi dei piani, basati principalmente su successioni di mare basso e caratterizzati da elevato provincialismo delle faune e flore, con sezioni di mare profondo e dall'altro la stima delle età numeriche per gli stratotipi stessi. RIO *et alii*, (1991) sono partiti dal presupposto iniziale che, per valutare le età degli stratotipi dei piani relativi all'intervallo Plio-Pleistocene e correlare le sezioni del Mediterraneo con il record geologico globale, era necessario calibrare gli schemi biostratigrafici a foraminiferi e nannofossili con la scala tempo delle polarità geomagnetiche. Gli Autori hanno quindi preso in considerazione studi di magnetostratigrafia eseguiti sia su sezioni a terra (TAUXE *et alii*, 1983; CHANNELL *et alii*, 1988; ZACHARIASSE *et alii*, 1990), che su successioni di mare profondo perforate nel Mar Tirreno (CHANNELL *et alii*, 1990) in modo da ottenere una sequenza delle inversioni di polarità su cui calibrare e datare i bioeventi riconosciuti (fig. 6). In particolare, durante il Leg 107(ODP) si è cercato di ottenere una successione pelagica continua plio-pleistocenica (Sito 653) che permettesse di correlare le successioni oceaniche con quelle marine a terra. Tale perforazione, caratterizzata da una biostratigrafia a plancton calcareo di estremo dettaglio, ha rivelato debolissime proprietà magnetiche che non hanno permesso una zonazione magnetostratigrafica, eseguita con successo nei Siti 652, 654 e sulle sezioni a terra (Vrica, Gela, Capo Spartivento) (fig. 6). Le correlazioni biostratigrafiche tra il Sito 653 ed i Siti 652, 654 e le sezioni a terra hanno comunque permesso di correlare i bioeventi del Sito 653 con la scala tempo delle polarità geomagnetiche, ottenendo una biocronologia a plancton calcareo ad alta risoluzione che costituisce la base per la correlazione delle successioni di mare profondo con le successioni marine a terra e per la valutazione della durata e validità degli stratotipi dei piani. La sezione di Vrica, stratotipo del limite Plio-Pleistocene, rappresenta un esempio estremamente chiaro di come viene ottenuta la correlazione tra le zone di polarità magnetostratigrafica e la scala tempo delle polarità geomagnetiche. Lungo tale sezione, TAUXE *et alii*, (1983) hanno riconosciuto 6 zone di polarità magnetostratigrafica, denominate informalmente Vrica R2-R4 e N1-N3, che, trovandosi al di sopra di un livello a cineriti datato a 2.2 Ma, risultano più recenti del limite Gauss-Matuyama (2.47 Ma). TAUXE *et alii* (1983) hanno quindi potuto ipotizzare tre possibili correlazioni:

- 1) N1 e N2 corrispondono ai sottocroni Reunion e N3 corrisponde al sottocrono Olduvai;
- 2) N1 e N2 corrispondono all'Olduvai e N3 è un breve sottocrono normale tra l'Olduvai e lo Jaramillo;
- 3) N1 e N2 corrispondono all'Olduvai e N3 rappresenta lo Jaramillo.

A questo punto, considerando i seguenti dati biostratigrafici:

- che il LAD di *Discoaster brouweri* e di *D. brouweri* var. *triradiatus* coincidono con la base del sottocrono normale Olduvai nelle carote oceaniche delle basse e medie latitudini,
- che il LAD di *Calcidiscus macintyreii* è più recente del sottocrono normale Olduvai,
- la presenza, nella zona di polarità N3, di *Helicosphaera sellii*, il cui LAD precede costantemente il sottocrono Jaramillo.

TAUXE *et alii* (1983) hanno potuto dimostrare la validità della seconda ipotesi e correlare così la sezione di Vrica alla Scala Tempo delle Polarità Geomagnetiche.

Per quanto riguarda gli importantissimi studi di stratigrafia chimica e ciclostratigrafia orbitale sulle successioni al limite Miocene/Pliocene e plio-pleistoceniche dell'Italia meridionale, si vedano gli esempi italiani alla fine dei capitoli 12. e 13.

Una collezione di fossili proveniente dal Valdarno Superiore (Italia centrale) calibrata con la magnetostratigrafia

La collezione di fossili del Valdarno Superiore proviene quasi esclusivamente dalla seconda delle tre fasi sedimentarie del bacino di Valdarno (NAPOLEONE & AZZAROLI, 2002). La collezione, conservata al Museo di Firenze, è catalogata

come pleistocenica essenzialmente sulla base dell'analogia con l'Unità Faunistica Olivola, ritenuta la base del Pleistocene in coincidenza con il Villafranchiano superiore. D'altra parte, circa il 75% dell'intera raccolta non è provvista di indicazioni topografiche e stratigrafiche del sito di provenienza: ciò ha reso particolarmente laborioso individuare elementi stratigrafici convincenti per ancorare le prime magnetozone che vennero definite nell'area di Matassino e di Faella, nel depocentro del bacino. Tuttavia, all'inizio degli anni '90, con le prime misure in Valdarno, il problema di fissare il limite P/P nella serie emipelagica dell'area ionica dell'Italia meridionale fu particolarmente dibattuto. Infatti, esso fu ufficializzato nella sezione della Vrica (VAN COUVERING, 1997), mentre le indagini magnetostratigrafiche erano già arrivate a definire nell'Olduvai terminale una breve magnetozona inversa entro la quale il limite fu fissato (ZIJDERVELD *et alii*, 1991). È proprio alla stessa data il rinvenimento di una analoga successione di polarità magnetiche nella sezione di Matassino e pubblicata subito dopo (TORRE *et alii*, 1993). La fauna di Matassino fu localizzata nella breve magnetozona inversa e quindi correlata con il *reversal* di Zijderveld, sulla base del fatto che Olivola era assimilata a Matassino e quindi appariva confermata la sua età alla base del Pleistocene.

La sezione magnetostratigrafica di Faella, prima integrata con quella di galleria Tasso e poi completata lungo tutto l'Olduvai, ha mostrato che quella di Vrica, ufficializzata nel 1997, è perfettamente ripetuta nella serie continentale e pertanto quest'ultima è diventata il riferimento per la calibrazione delle sezioni del Valdarno Superiore per gli eventi geologici in esse registrati (NAPOLEONE & AZZAROLI, 2002).

Anche la sezione di Matassino è stata ricalibrata con quella di Faella, dopo che i loro profili litostratigrafici sono stati correlati con grande dettaglio (data la loro vicinanza -2 km- e la disposizione orizzontale dei sedimenti della seconda fase lacustre). Il nuovo profilo magnetostratigrafico è stato effettuato simulando una magnetozona indipendente dalla serie di riferimento, in un recente taglio che ha permesso di identificare un tratto canalizzato nel quale i sedimenti hanno fissato la polarità normale del materiale sovrastante. Su questa magnetozona vengono calibrati sia il sito di Matassino che quelli di cui è ricostruita la magnetostratigrafia in altre sezioni. Faune delle antiche collezioni posizionate accuratamente o faune più recenti sono datate con l'accuratezza di 10 ka. Casa Frata è un deposito tra le Argille di Ascione e i Limi di Oreno, in una sezione molto prossima a quella di galleria Tasso e pertanto la sua posizione è fissata in fig. 7 intorno alla data di 1,85 Ma.

La sezione di Faella, oltre alla definizione magnetocronologica, ha fornito una piccola collezione di fossili che costituiscono una fauna locale simile per abbondanza di specie alla maggior parte delle collezioni classiche. La possibilità di ubicare tutti questi reperti nella scala dei tempi geomagnetici dimostra come essa ricapitoli la storia biocronologica di questo intervallo del Villafranchiano superiore in prossimità del limite P/P.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W., ARTHUR M.A., FISCHER A.G., LOWRIE W., NAPOLEONE G., PREMOLI SILVA I. & ROGGENTHEN W.M. (1977) - *Upper Cretaceous-Paleogene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. Type-section for the Late Cretaceous-Paleocene magnetic reversal time scale*. Geol. Soc. Amer. Bull., **88**: 383-389.
- BRACK P. & MUTTONI G. (2000) - *High-resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlations in Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy)*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec., **161**: 361-380.
- BRUNHES B. (1906) - *Récherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques*. J. Phys., **5**: 705-724.
- BUTLER F. (1992) - *Paleomagnetism*. Blackwell Sci. Publ., Oxford: pp. 319.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., **97**: 13917-13951.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., **100**: 6093-6095.
- CHANNELL J. & ERBA E. (1992) - *Early Cretaceous polarity chrons CM0 to CM11 recorded in Northern Italian land sections near Brescia (N Italy)*. Earth Planet. Sci. Lett., **108**: 161-179.
- CHANNELL J., RIO D. & THUNNEL R. (1988) - *Mio-Pliocene boundary magnetostratigraphy at Capo Spartivento (Calabria, Italy)*. Geology, **16**: 1096-1099.
- CHANNELL J., RIO D., SPROVIERI R. & GLACON G. (1990) - *Biomagnetostratigraphic correlations from Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **107**: 669-682.
- COWIE J.W. & BASSETT M. (1990) - *1989 Global Stratigraphic Chart*. In D.E.G. BRIGGS & P.R. CROWTHER (Eds.): *Paleobiology, a synthesis*. Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- COX A.V. (1969) - *Geomagnetic reversal*. Science, **163**: 237-245.
- COX A.V., DOELL R.R. & DALRYMPLE G.B. (1963) - *Geomagnetic Polarity Epochs and Pleistocene Geochronometry*. Nature: 1049-1051.
- COX A.V., DOELL R.R. & DALRYMPLE G.B. (1964) - *Reversal of the Earth's magnetic field*. Science, **144**, 3626: 1537-1543.

- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. J. Geophys. Res., **99**: 24051-24074.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1995) - *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale*. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.P. & HARDENBOL J. (Eds.), Spec. Publ.-SEPM (Society for Sedimentary Geology) **54**: 95-126.
- HAILWOOD E.A. (1989) - *Magnetostratigraphy*. Geol. Soc. Spec. Rep., Blackwell Sci. Publ., Oxford, **19**: pp. 84.
- HARLAND W.B. (1992) - *Stratigraphic regulation and guidance: A critique of current tendencies in stratigraphic codes and guides*. Geol. Soc. Amer. Bull., **104**, 10: 1231-1235.
- HARLAND W.B., AMSTRONG R.L., COX A.V., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge Univ. Press: pp. 163.
- HEIRTZLER J.R., DICKSON G.O., HERRON E.M., PITMAN III W.C. & LE PICHON X (1968) - *Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the Ocean floor and continents*. J. Geophys. Res., **73**: 2119-2136.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (ISSC) OF IUGS (1997) - Circular n. 92, March 25 1997: 1-12 and Appendix A-D.
- HILGEN F.J. (1991a) - *Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale*. Earth Planet. Sci. Lett., **104**: 226-244.
- HILGEN F.J. (1991b) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene-Pliocene boundary*. Earth Planet. Sci. Lett., **107**: 349-368.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., LORENS L.J., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W.J. (1995) - *Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene*. Earth Planet. Sci. Lett., **136**: 495-510.
- JACOBS J.A. (1994) - *Reversal of the Earth's Magnetic Field*. Cambridge Univ. Press: pp. 346.
- KENT D.V. & OLSEN P.E. (1999) - *Astronomically tuned geomagnetic polarity time scale for the Late Triassic*. J. Geophys. Res., **104**: 12831-12841.
- KENT D.V., OLSEN P.E. & WITTE W.K. (1995) - *Late Triassic-earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America*. J. Geophys. Res., **100**: 14965-14998.
- LABRECQUE J.L., HSU K.J., CARMAN M.F.JR., KARPOFF A.M., MCKENZIE J.A., PERCIVAL S.F. JR., PETERSEN N.P., PISCIOTTO K.A., SCHREIBER E., TAUXE L., TUCKER P., WEISSERT H.J. & WRIGHT R. (1983) - *DSDP, Leg 73: Contributions to Paleogene stratigraphy in nomenclature, chronology and sedimentation rates, Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, **42**: 91-125.
- LABRECQUE J.L., KENT D.V. & CANDE S.C. (1977) - *Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time*. Geology, **5**: 330-335.
- LARSON R.L. & PITMAN III W.C. (1972) - *Worldwide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications*. Geol. Soc. Amer. Bull., **83**: 3645-3662.
- LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale*. Paleooceanography, **11**(4): 391-413.
- LOWRIE W. (1989) - *Magnetostratigraphy and the geomagnetic polarity record*. Cuad. Geol. Iber., **12**: 95-120.
- MATUYAMA M. (1929) - *On the direction of magnetization of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria*. Japan Acad. Proc., **5**: 203-205.
- MCDUGALL I., SAEMUNDSSON K., JOHANNESSEN H., WATKINS N.D. & KRISTJANSSON L. (1977) - *Extension of the geopolarity time scale to 6.5 m.y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3550-m lava succession in W Iceland*. Geol. Soc. Amer. Bull. **88**: 1-15.
- MC ELHINNY M.W. & MCFADDEN P.L. (2000) - *Paleomagnetism : continents and oceans*. Academic press. - XII, 386 p. (International geophysics series; **73**)
- MUTTONI G., CHANNELL J.E.T. & NICORA A. (1994) - *Magnetostratigraphy and biostratigraphy of an Anisian-Ladinian boundary section from Hydra (Greece)*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. **111**: 249-262.
- MUTTONI G., KENT D.V., NICORA, A., RIEBER H. & BRACK P. (1996) - *Magneto-biostratigraphy of the "Buchenstein Beds" at Frottschbach (Western Dolomites, Italy)*. Albertiana, **17**: 51-56.
- MUTTONI G., KENT D.V., BRACK P., NICORA A. & BALINI M. (1997) - *Middle Triassic magnetostratigraphy and biostratigraphy from the Dolomites and Greece*. Earth Planet. Sci. Lett., **146**: 107-120.
- NAPOLEONE G. & AZZAROLI A. (2002) - *A collection of fossil vertebrates from the Upper Valdarno (Central Italy) calibrated in the End Pliocene to span 220,000 years across the Olduvai magnetochron*. Riv. It. Paleont. Strat., **108**/3: 529-541.
- NAPOLEONE G., PREMOLI SILVA I., HELLER F., CHELI P., COREZZI S. & FISCHER A.G. (1983) - *Eocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy and its implications for Paleogene geochronology*. Geol. Soc. Amer. Bull., **94**: 181-191.
- NESS G., LEVI S. & COUCH R. (1980) - *Marine magnetic anomaly timescales for the Cenozoic and Late Cretaceous: A precis, critique and synthesis*. Rev. Geophys., **18**: 735-770.

- NOCCHI M., PARISI G., MONACO P., MONECHI S., MADILE M., NAPOLEONE G., RIPEPE M., ORLANDO M., PREMOLI SILVA I. & BICE D.M. (1986) - *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian Pelagic sequences, Italy*. In POMEROL C. & I. PREMOLI SILVA (Eds.): *Terminal Eocene Events*. Develop. Paleont. Strat., **9**: 25-40, Elsevier.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code (NASC)*. AAPG Bull., **67**, 5: 841-875.
- ODIN G.S., MONTANARI A., DEINO A.L., DRAKE R., GUISE P.G., KREUZER H. & REX D.C. (1991) - *Reliability of volcano-sedimentary biotite ages across the Eocene-Oligocene Boundary (Apennines, Italy)*. Chemical Geology, Isotope Geoscience Section, **86/3**: 203-224.
- OPDYKE N.D. & CHANNEL J.E.T. (1996) - *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press.
- OPDYKE N.D., GLASS B., HAYS J.D. & FOSTER J. (1966) - *Paleomagnetic study of antarctic deep-sea cores*. Science, **154**: 349-357.
- PREMOLI SILVA I., ORLANDO M., MONECHI S., MADILE M., NAPOLEONE G. & RIPEPE M. (1988) - *Calcareous plankton biostratigraphy and magnetostratigraphy at the Eocene-Oligocene transition in the Gubbio area*. In I. PREMOLI SILVA et alii (Eds.): *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbria-Marche basin (Italia)*. International Union of Geological Sciences, Commission on Stratigraphy. Ind. Grafiche F.lli. Anibaldi, Ancona: 137-161.
- PREMOLI SILVA I., COCCIONI R. & MONTANARI A. (Eds.) (1988) - *The Eocene-Oligocene boundary in the Umbria-Marche basin (Italia)*. International Union of Geological Sciences, Commission on Stratigraphy. Ind. Grafiche F.lli. Anibaldi, Ancona: pp. 268.
- REY J. (COORD.), BAUDIN F., BELKALLOUL N.K., CAMPY M., CAPDEVILA R., CLAUER N., CORBIN J.-C., COTILLON P., COUREL L., DAUX V., DUMAY J., EMMANUEL, GALBRUN B., DE GOER DE HERVÉ A., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.-P., LEBRET P., MACAIRE J.-J., MARIOUD P., MENILLET F., MEYER M., RABILLER P., RAYNOUD J.-F., RENARD M., THIERRY J. (1997) - *Stratigraphie Terminologie Francaise*. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, **19**: pp. 164.
- RIO D., SPROVIERI R. & THUNNEL R. (1991) - *Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: A re-evaluation of Mediterranean type sections*. Geol. Soc. Amer. Bull., **103**: 1049-1058.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.A. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. In: *The late Cenozoic ice age*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, **81** (4): 251-261.
- SHACKLETON N.J., CROWHURST S., HAGELBERG T., PISIAS N.G. & SCHNEIDER D.A. (1995) - *A new late Neogene time scale: application to leg 138 sites*. Proc. of the Ocean Drilling Program, Sci. Res., **138**: 73-91.
- TAUXE L., OPDYKE N.D., PASINI G. & ELMI C. (1983) - *Age of the Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy*. Nature, **304**: 125-129.
- TAUXE L., TUCKER P., PETERSEN N.P. & LABRECQUE J.L. (1984) - *Magnetostratigraphy of Leg 73 sediments*. Initial Reports DSDP, **73**: 609-621.
- THEYER F. & HAMMOND S.R. (1974) - *Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Bruhnes to polarity epoch 20*. Earth Planet. Sci. Lett., **22**: 307.
- TORRE D., ALBIANELLI A., AZZAROLI A., FICCARELLI G., MAGI M., NAPOLEONE G. & SAGRI M. (1993) - *Paleomagnetic calibration of the Late Villafranchian mammal faunas from the Upper Valdarno, Central Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 335-344.
- VAN COUVERING J.A. (Ed.) (1997) - *The Pleistocene boundary and the beginning of the Quaternary*. World and Regional Geology Series, Cambridge Univ. Press, **9**: pp. 296.
- ZACHARIASSE W., GUDJONSSON L., HILGEN F., LANGEREIS C., LOURENS L., VERHALLEN P & ZIJDERVELD J. (1990) - *Late Gauss to Early Matuyama invasions of Neogloboquadrina atlantica in the Mediterranean and associated record of climatic change*. Paleoceanography, **5**: 239-252.
- ZIJDERVELD J.D.A., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., VERHALLEN P.J.J.M. & ZACHARIESSE W.J. (1991) - *Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene-lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotona areas in Calabria, Italy*. Earth Planet. Sci. Lett., **107**: 697-714.0

Magnetostratigraphic polarity units	Chronostratigraphic equivalent	Geocronologic equivalent
Polarity superzone	Chronozone (or superchronozone)	Chron (or superchron)
Polarity zone	Chronozone	Chron
Polarity subzone	Chronozone (or subchronozone)	Chron (or subchron)

Fig. 1 - Terminologia raccomandata da SALVADOR, 1994, per le unità di polarità magnetostratigrafica.

Numeric age (Ma)	1	2	3	4	5	6
	Original magnetic epoch name or number	Corresp. chron number	Magnetic polarity	Sea floor anomaly number	Corresponding chron number	Systematized chron number
1	Brunhes	1		1	C1	S1 N
	Matuyama	2		2		C1 R
2					2 A	C2 N
	3	3		2 A		C2 R
4			4			3
	5	5			3	
6			6			3 A
	7	7			4	
8			8			4
	9	9			4 A	
10			10			4 A
	11	11			5	
9			9			4 A
	8	8			4	
7			7			4
	6	6			3 A	
5			5			3 A
	4	4			3	
3			3			2 A
	2	2			2	
1			1			1

Fig. 2 - Scala magnetostratigrafica costruita sulla base dei dati delle perforazioni oceaniche (da HALLWOOD, 1989).

Ma	chrone	Polarité	Sous- chrone
35	C 15 n		
	C 15 r		
36	C 16 n		← C 16 n . 1 n
			← C 16 n . 1 r
			← C 16 n . 2 n
	C 16 r		
37	C 17 n		← C 17 n . 1 n
			← C 17 n . 1 r
38	C 17 n		← C 17 n . 2 n
			← C 17 n . 2 r
			← C 17 n . 3 n
	C 17 r		

Fig. 3 - Parte della scala delle polarità magnetiche dell'Eocene che mostra la nomenclatura utilizzata per i sottocroni (da REY *et alii*, 1997).

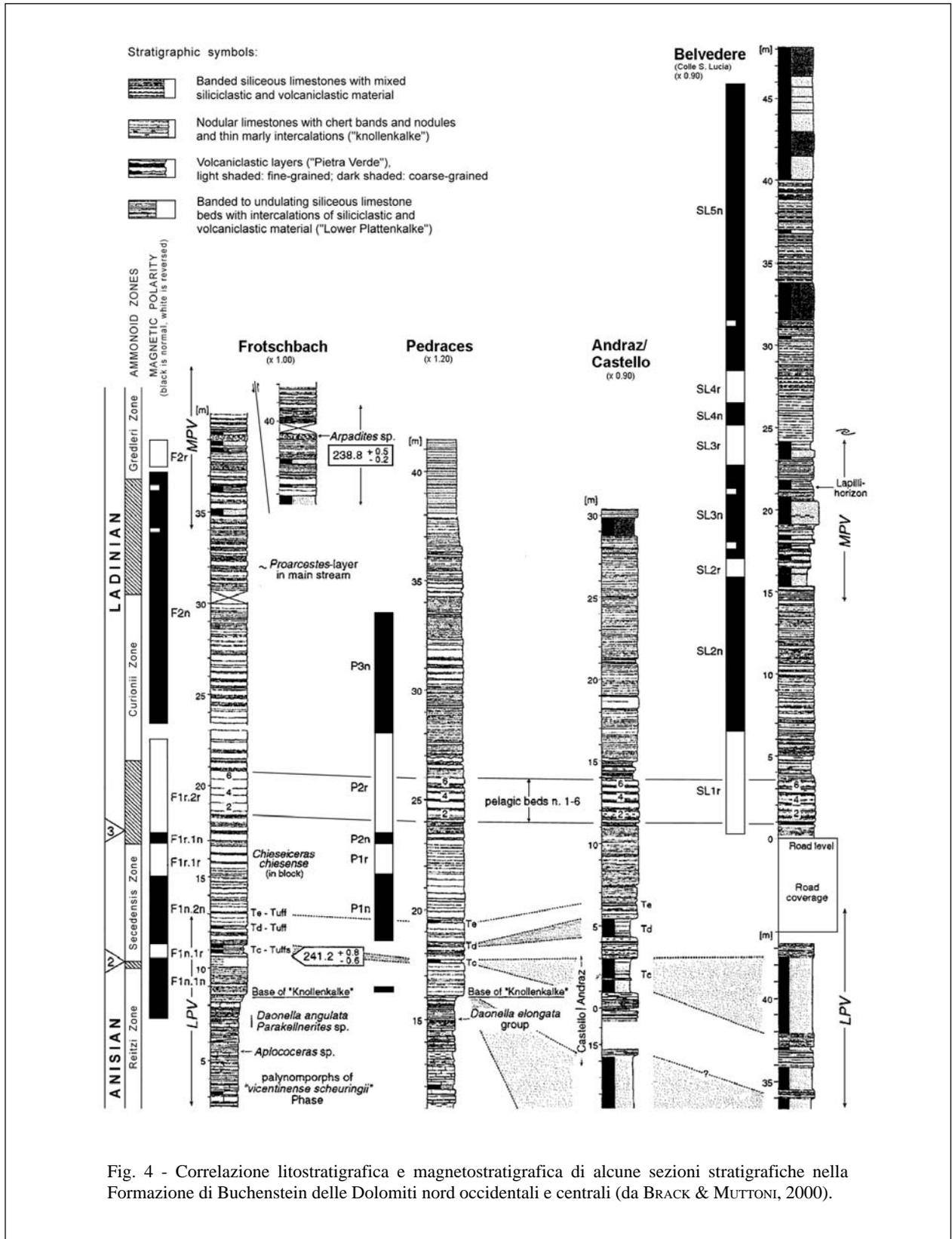


Fig. 4 - Correlazione litostratigrafica e magnetostratigrafica di alcune sezioni stratigrafiche nella Formazione di Buchenstein delle Dolomiti nord occidentali e centrali (da BRACK & MUTTONI, 2000).

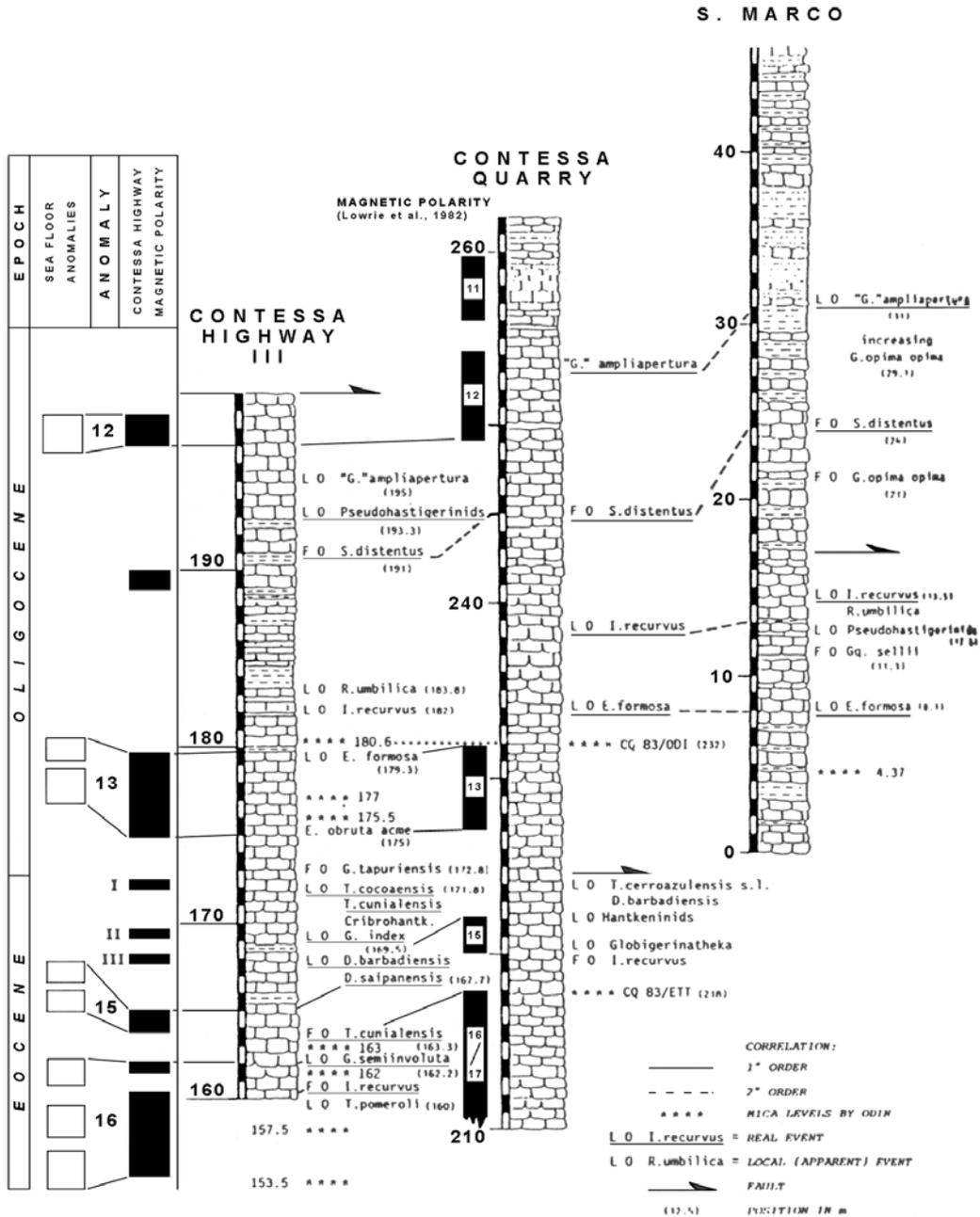


Fig. 5 - Le tre sezioni Contessa Highway III, Contessa Quarry e San Marco nell'area di Gubbio, correlate su base magnetostratigrafica e biostratigrafica (da PREMOLI SILVA *et alii*, 1988).

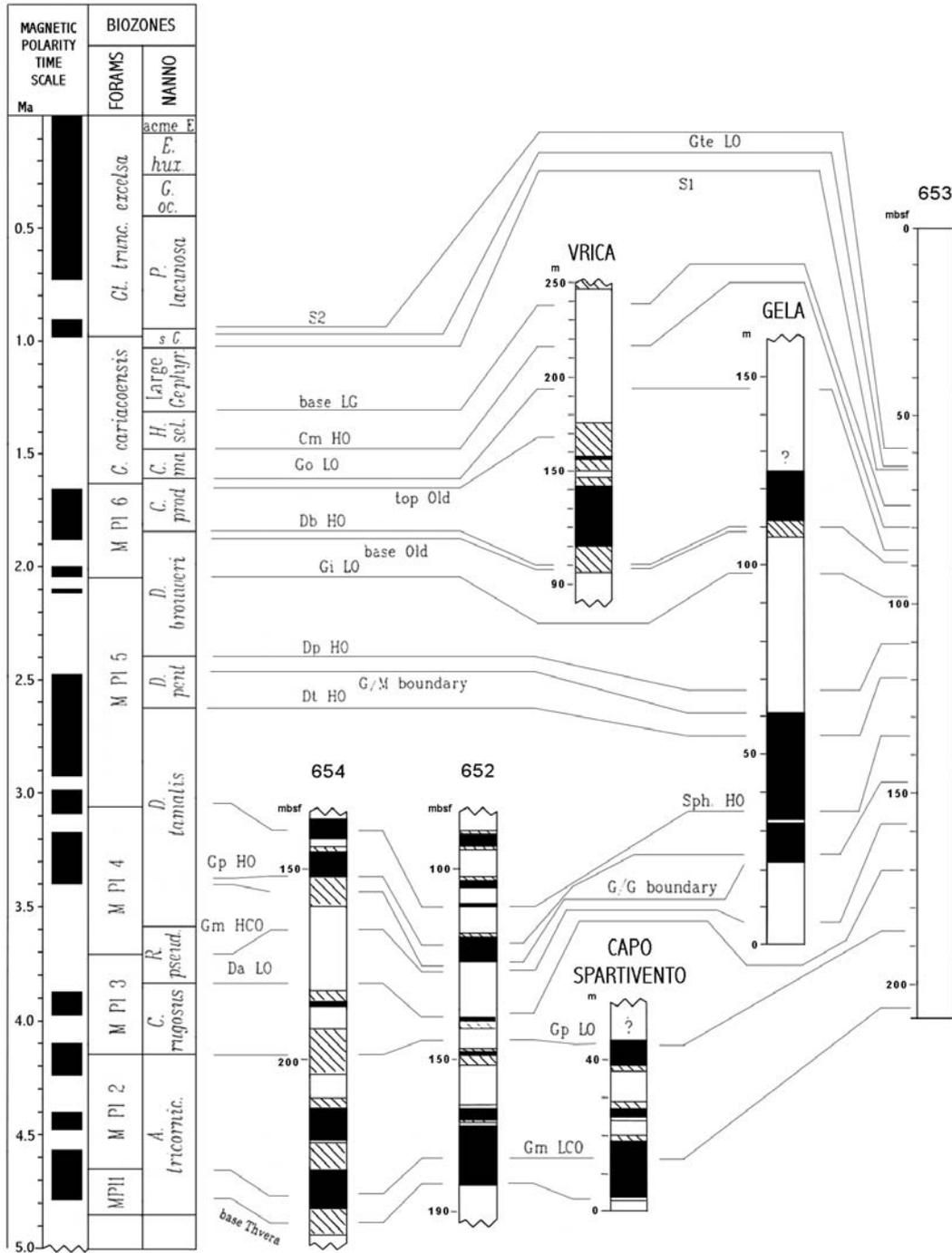
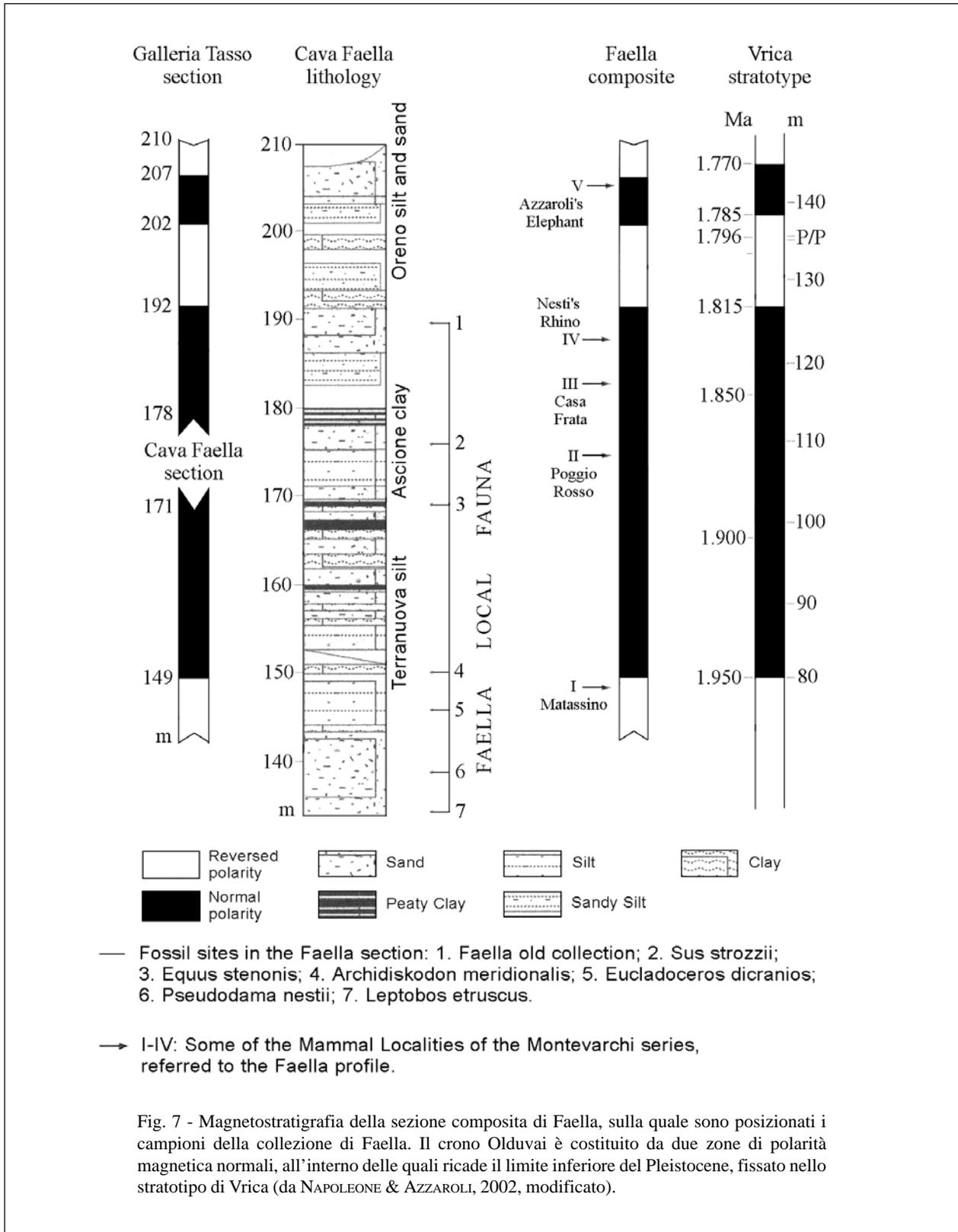


Fig. 6 - Magnetostratigrafia dei siti ODP 652 e 654 (CHANNEL *et alii*, 1990), della sezione Vrica (TAUXE *et alii*, 1983), della sezione Capo Spartivento (CHANNEL *et alii*, 1988) e della sezione Gela (da RIO *et alii*, 1991).



8. - UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE

Le unità cronostratigrafiche sono corpi rocciosi che si sono formati durante un determinato intervallo di tempo. Il corrispondente periodo di tempo in cui l'unità si è formata è definito come unità geocronologica (si veda anche il capitolo 2., paragrafo 2.3.).

Le unità cronostratigrafiche consentono quindi di suddividere le rocce secondo un criterio temporale. I tre scopi fondamentali della classificazione cronostratigrafica sono:

- 1) individuare un sistema di riferimento temporale per collocare qualunque evento geologico;*
- 2) favorire la correlazione temporale ed il confronto tra successioni coeve deposte in aree geograficamente differenti;*
- 3) costruire la Scala Cronostratigrafica Standard (SCS), nella quale sono comprese tutte le unità cronostratigrafiche di applicazione globale, organizzate temporalmente e gerarchicamente in modo da ricoprire la sequenza stratigrafica senza lacune né sovrapposizioni.*

8.1. - DEFINIZIONI

Unità cronostratigrafica. *Corpo roccioso che si è formato durante un certo intervallo di tempo. Le unità cronostratigrafiche sono limitate da superfici sincrone.*

Le unità cronostratigrafiche sono organizzate gerarchicamente (Eonotema, Eratema, Sistema, Serie, Piano, Sottopiano, cui corrispondono le unità geocronologiche Eon, Era, Periodo, Epoca, Età, Sottoetà o Età) (Cap. 2., tab. 1). L'unità fondamentale è il piano, che rappresenta l'unità di maggior utilità pratica nelle correlazioni interregionali e la più piccola unità riconoscibile a livello globale. Inoltre, esistono unità cronostratigrafiche formali non gerarchiche, ovvero le cronozone (vedi 8.2.2.).

Orizzonte cronostratigrafico. *È una superficie stratigrafica o un'interfaccia isocrona (per inciso, si ricorda che il termine "isocrono" significa "di uguale durata", così come precisato dal NASC (1983, p. 849), da non confondersi col termine "sincrono", spesso usato erroneamente come sinonimo del precedente, che significa "simultaneo, contemporaneo"). Sebbene un orizzonte cronostratigrafico sia teoricamente privo di spessore, tale termine è stato comunemente applicato anche a intervalli molto sottili e distintivi che sono essenzialmente isocroni lungo tutta la loro estensione geografica. Il corrispettivo geocronologico è il momento, oppure l'istante se l'intervallo temporale che rappresenta non è risolvibile alla scala dei tempi geologici. Esempi: taluni bioorizzonti, livelli di ceneri vulcaniche, orizzonti di inversione di polarità magnetica, ecc.*

8.2. - TIPI DI UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE

8.2.1. - Unità cronostratigrafiche gerarchiche

1. Piano

L'unità cronostratigrafica fondamentale è il piano; è definito dagli stratotipi dei limiti. La durata temporale di un piano può essere varia, ma generalmente è compresa tra 2 e 10 Ma; lo spessore non è rappresentativo e può variare da luogo a luogo. L'unità geocronologica corrispondente è l'età.

Il nome del piano di norma deriva da un toponimo geografico relativo alla località dove si trovano lo stratotipo o l'area tipo (Oxfordiano, da Oxford; Langhiano, dall'area delle Langhe in Piemonte), oppure dall'unità litostratigrafica che lo rappresenta. In italiano il nome del piano termina solitamente in -iano, -ano (Burdigaliano, Serravalliano, Turoniano), oppure -ico (Ladinico, Retico). L'età prende lo stesso nome del piano corrispondente.

2. Sottopiano

È una suddivisione del piano. Non tutti i piani sono suddivisi in sottopiani denominati formalmente. Il sottopiano è definito dagli stratotipi dei limiti. Le regole nomenclaturali sono quelle valide per il piano.

3. Serie

È un'unità cronostratigrafica gerarchica di rango superiore al piano, che risulta sempre dalla suddivisione di un sistema, normalmente, ma non necessariamente, suddivisa in piani (in genere in numero da 2 a 6). L'unità geocronologica equivalente è l'epoca.

La serie è definita dagli stratotipi dei limiti inferiore e superiore, che coincidono rispettivamente con lo stratotipo inferiore del piano più antico della serie e lo stratotipo inferiore del primo piano al di sopra della serie. Se la serie non è suddivisa in piani, ha stratotipi propri.

Il nome attribuito ad una serie dovrebbe essere un toponimo geografico riferito allo stratotipo o all'area tipo, ma, dal momento che le serie esistenti sono state denominate nei modi più vari (ad esempio, Pridoli e Ludlow nel Siluriano, Oligocene ed Eocene nel Paleogene), per il principio della stabilità sono considerati validi anche nomi non corrispondenti a questa indicazione. Il nome di alcune serie deriva dalla posizione occupata all'interno del sistema (inferiore, medio, superiore), ovvero dell'unità cronostratigrafica di rango superiore alla serie. Questi termini sono scritti con l'iniziale maiuscola se riferiti ad un'unità formalizzata. Il nome dell'epoca corrispondente prende lo stesso nome della serie, ad eccezione degli aggettivi spaziali "basale, inferiore, medio, superiore e sommitale" che devono essere trasformati negli aggettivi temporali "iniziale, medio, terminale". Il termine serie deve essere riferito esclusivamente ad un'unità cronostratigrafica e non può essere usato per indicare un'unità litostratigrafica o di altro tipo (es. "serie stratigrafica", "serie di Valpelle").

4. Sistema

É un'unità cronostratigrafica di rango compreso tra la serie e l'eratema.

É definito dagli stratotipi dei limiti, che coincidono con quelli delle unità di rango inferiore, se il sistema è suddiviso in serie. L'intervallo temporale rappresentato da un sistema solitamente varia da 22 a 80 Ma. L'equivalente unità geocronologica è il periodo.

La denominazione dei sistemi è estremamente varia ed ormai di uso consolidato (Neogene, Permiano, Ordoviciano, Triassico, Cretacico, Quaternario, ecc.), pertanto non vengono definite regole nomenclaturali. Il periodo prende lo stesso nome del sistema corrispondente.

5. Eratema

É un'unità cronostratigrafica di rango superiore al sistema. É denominata sulla base dei maggiori cambiamenti evolutivi della vita sulla Terra: Paleozoico (vita antica), Mesozoico (vita intermedia), Cenozoico (vita recente). L'unità geocronologica corrispondente è l'era, che prende lo stesso nome dell'eratema cui corrisponde.

6. Eonotema

É l'unità cronostratigrafica di rango più alto. Sono distinti tre eonotemi, denominati, dal più antico al più recente, Archeano, Proterozoico e Fanerozoico (che comprende gli eratemi Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico). L'unità geocronologica corrispondente è l'eon, che prende lo stesso nome dell'eonotema cui corrisponde.

8.2.2. - Unità cronostratigrafiche non gerarchiche

Cronozona

É un'unità cronostratigrafica formale, ma non riveste un rango preciso nell'ordine gerarchico. Rappresenta un corpo roccioso che si è formato ovunque nel mondo durante l'intervallo temporale corrispondente ad un'unità stratigrafica o ad un evento geologico. Ad esempio, la cronozona può essere definita su basi biostratigrafiche; in tal caso rappresenta l'estensione temporale massima di una biozona, ma non è vincolata alla presenza del o dei fossili che definiscono la biozona stessa (fig. 1). Se la cronozona è riferita ad un'unità per la quale è stato definito uno stratotipo, la sua estensione temporale può essere fissa e corrispondere a quella dello stratotipo, oppure può essere variabile e corrispondere all'estensione massima dell'unità (che può essere maggiore di quella dello stratotipo e soprattutto può subire variazioni con l'incremento delle conoscenze sull'unità). Se la differenza temporale è sensibile, dovrebbe essere reso esplicito il riferimento allo stratotipo oppure all'estensione conosciuta dell'unità. In questo modo è chiaro se i limiti della cronozona possono cambiare nel tempo col progredire delle conoscenze, oppure se sono fissi e coincidono, ad esempio, con limiti tra piani o sottopiani. L'estensione geografica di una

cronozona è concettualmente illimitata; tuttavia, la sua applicabilità pratica è solitamente limitata all'area nella quale si riconosce l'unità su cui è definita.

*Il nome della cronozona deriva dall'unità stratigrafica della quale rappresenta l'estensione temporale (ad esempio la Cronozona a *Paraceratites trinodosus* è la cronozona corrispondente alla biozona oppeliana il cui fossile indice di riferimento è *Paraceratites trinodosus*). La cronozona basata sulla distribuzione di un certo taxon deve comunque essere chiaramente distinta dalla biozona basata sulla distribuzione di quello stesso taxon (biozona di distribuzione). L'utilizzo inappropriato della parola non qualificante "zona" per entrambe è stato causa di estrema confusione e quindi è da evitare. La Biozona a *P. trinodosus* ha estensione limitata agli strati che contengono gli esemplari di *P. trinodosus*, mentre la Cronozona a *P. trinodosus* comprende tutti gli strati, ovunque essi si trovino, della stessa età, corrispondente alla distribuzione verticale e totale di *P. trinodosus*, anche se gli esemplari dello stesso sono assenti (fig. 1).*

La cronozona è un'unità più elastica rispetto alle unità cronostratigrafiche gerarchiche. Non esiste un rapporto fisso tra cronozona e unità gerarchicamente superiori.

Dal carattere non gerarchico delle cronozone deriva proprio la loro utilità pratica, che si può riassumere in due punti:

a) grazie alla loro flessibilità, le cronozone sono utilissime per correlazioni di dettaglio a scala regionale.

b) grazie al carattere non gerarchico delle cronozone, si accetta comunemente che esse abbiano un significato locale, regionale o bioprovinciale e non globale, come invece è richiesto alle unità cronostratigrafiche gerarchiche. Questo permette la coesistenza di più scale standard per uno stesso intervallo di tempo.

8.3. - STRATOTIPI DEI LIMITI

Le unità cronostratigrafiche sono definite sulla base degli stratotipi dei limiti, anziché delle unità stesse; tale scelta deriva dalla necessità di evitare sovrapposizioni o lacune tra unità cronostratigrafiche successive (fig. 2). In particolare, negli ultimi anni si segue il criterio di definire il limite inferiore dell'unità, per il quale è stato scelto di utilizzare il termine "*Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP)*" (COWIE *et alii*, 1986; COWIE, 1986, REMANE *et alii*, 1996). In questo modo ogni unità cronostratigrafica risulta definita dallo stratotipo del suo limite inferiore in una determinata località e dallo stratotipo del limite inferiore dell'unità sovrastante, quasi sempre definito in una località differente. Secondo questo concetto, un GSSP rappresenta un punto, il cosiddetto "chiodo d'oro", nello stratotipo di un'unità.

Un GSSP deve necessariamente essere correlabile a scala globale, perciò va definito in prossimità di eventi utili per le correlazioni interregionali (un evento evolutivo, un'inversione magnetica, un segnale geochimico, ecc.). Prima di fare una scelta definitiva tra diversi candidati per un GSSP, è necessario testare prima il loro potere di correlazione; in questo senso si potrebbe dire che la correlabilità preceda la definizione dello stratotipo. In realtà, l'esigenza di rispettare il concetto storico di una certa unità cronostratigrafica e l'uso che di essa è stato fatto in letteratura, determina diversi approcci filosofici alla definizione dei GSSP (si veda CASTRADORI, 2002, per una discussione). In ogni caso, la definizione risulterà poi svincolata dai *marker* che sono serviti per la sua scelta (REMANE, 2000). Ad esempio, il limite Siluriano/Devoniano fu scelto nella sezione tipo a Klonk, vicino a Praga, all'interno dello strato no. 20, in relazione alla prima comparsa del graptolite *Monograptus uniformis uniformis*. Ciò significa che in quel momento quel bioevento rappresentava la migliore superficie fisica in corrispondenza della quale fissare il "chiodo d'oro". Se anche in seguito fosse stato dimostrato che la comparsa di *Monograptus uniformis uniformis* nella sezione tipo o in un'altra parte del mondo fosse avvenuta prima o dopo, questo non avrebbe cambiato la posizione fisica del GSSP, ma sarebbe stato necessario individuare uno strumento di correlazione più appropriato. Per questo motivo, al momento della scelta di un GSSP vengono individuati diversi

eventi geologici che contribuiscono alla correlabilità globale del limite. Negli ultimi anni si è infatti mostrato con sempre più urgenza il bisogno di un approccio integrato nella scelta degli strumenti di correlazione cronostratigrafica (VAI, 2001).

Gli stratotipi dei limiti rappresentano dei momenti geologici unici, a cui tutte le successioni affioranti in altre parti del mondo si devono correlare. Le regole per la loro definizione sono curate dalla ICS (International Commission on Stratigraphy) della IUGS (International Union of Geological Sciences), l'organo preposto alla scelta ed approvazione dei GSSP, e sono molto dettagliate, dal momento che le unità cronostratigrafiche debbono essere riconosciute, accettate ed usate in tutto il mondo, costituendo le basi della comunicazione e comprensione scientifica internazionale. Tali regole vanno ad aggiungersi a quelle definite nel cap. 4 per la scelta e la descrizione degli stratotipi, e sono riassumibili nei seguenti punti:

- Gli stratotipi dei limiti devono essere selezionati in successioni continue dal punto di vista deposizionale, marine e fossilifere. Gli stratotipi di unità cronostratigrafiche di utilizzo locale possono tuttavia essere scelti in successioni non marine.

- Il record paleontologico deve essere abbondante, caratterizzato da forme ben riconoscibili, ben conservate e possibilmente cosmopolite e diversificate.

- La sezione deve affiorare in un'area con minime deformazioni tettoniche, metamorfismo, alterazione diagenetica. Deve essere facilmente accessibile per studio, raccolta di campioni e assicurare una lunga preservazione nel tempo; deve possibilmente essere indicata in modo permanente (ad esempio con una targa).

- La documentazione delle ricerche svolte sulla sezione e le collezioni fossili da essa provenienti devono comparire in pubblicazioni ed essere accessibili per studio.

- La scelta dello stratotipo di un limite deve tener conto, se possibile, del principio di priorità, dell'uso e dovrebbe approssimarsi ai limiti tradizionali.

- Devono essere presenti nello stratotipo elementi che favoriscano correlazioni globali. È importante anche che sia favorita la possibilità di stabilire correlazioni valide e multiple, ad esempio tramite la presenza di marker fossiliferi, presenza di inversioni magnetiche in prossimità del limite e di livelli datati radiometricamente.

La definizione formale di un GSSP parte dalla creazione di gruppi di lavoro ufficiali, che esaminano criticamente e collegialmente un certo numero di sezioni stratigrafiche adatte allo scopo ed esprimono un giudizio. Raggiunta la maggioranza qualificata (60%) in favore di un determinato GSSP, la proposta è sottoposta alla sottocommissione competente all'interno della ICS, la quale a sua volta si esprime per votazione (maggioranza qualificata); infine, la proposta è votata dalla ICS e ratificata dalla IUGS.

Numerosi stratotipi di limite del Cenozoico sono stati selezionati in Italia, come: Massignano (Marche) per il limite Eocene/Oligocene, Lemme (Piemonte) per il limite Oligocene/Miocene, Eraclea Minoa (Sicilia) per lo Zancleano ed il limite Miocene/Pliocene, Punta Piccola (Sicilia) per il Piacenziano, Monte San Nicola (Sicilia) per il Gelasiano, Vrica (Calabria) per il limite Pliocene/Pleistocene.

8.4. - LA SCALA CRONOSTRATIGRAFICA STANDARD

I GSSP definiti dalla ICS e ratificati dalla IUGS, confluiscono nella costruzione di una Scala Cronostratigrafica Standard, che serve da riferimento per la datazione di rocce ed eventi geologici in ogni parte del mondo. La Scala Geocronologica rappresenta la calibrazione in anni della Scala Cronostratigrafica ed è oggetto di continue ricerche ed evoluzioni (fig. 3). La necessità di una scala cronostratigrafica/geocronologica standard è il risultato del miglioramento nel corso del tempo degli strumenti di correlazione stratigrafica, che ha messo in luce frequenti sovrapposizioni o lacune tra gli stratotipi delle unità, errori di correlazione tra stratotipi regionali e la mancanza di un significato inequivocabile per molte unità cronostratigrafiche (VAI, 2001).

Negli ultimi trent'anni sono state definite, tramite il GSSP della loro base, meno di un terzo delle unità cronostratigrafiche del Fanerozoico; quindi, gli sforzi della comunità geologica nel prossimo futuro dovranno concentrarsi sulla definizione dei rimanenti GSSPs, in modo da giungere nel più breve tempo ad una successione continua (senza lacune, né sovrapposizioni) di unità cronostratigrafiche uniche, uniformi, standardizzate, che abbiano lo stesso significato e lo stesso nome in tutto il mondo.

8.5. - CRONOCORRELAZIONI

Successivamente alla definizione dello stratotipo dei limiti, un'unità cronostratigrafica può essere estesa oltre al suo areale geografico di definizione, in virtù del fatto che i suoi limiti sono per definizione sincroni e possono pertanto delimitare ovunque rocce che rappresentino lo stesso intervallo di tempo. Diversi sono i metodi utilizzabili per correlare un limite cronostratigrafico al di fuori della sua area di definizione.

1. Relazioni fisiche tra strati. *La legge della sovrapposizione degli strati, secondo cui, in una successione stratigrafica indisturbata, gli strati sovrastanti sono più giovani di quelli sottostanti, rappresenta il criterio fisico più diretto ed inequivocabile per determinare le relazioni temporali tra strati rocciosi. Per distanze sufficientemente limitate, il seguire e tracciare una superficie di strato costituisce il miglior indice di isocronia.*

Le difficoltà sorgono quando le normali relazioni spaziali tra corpi rocciosi sono disturbate da eventi tettonici (faglie, sovrascorrimenti, intrusioni, discontinuità, variazioni laterali) o quando manca continuità di esposizione laterale.

2. Litologia. *La litologia dei corpi rocciosi è generalmente influenzata dall'ambiente di deposizione piuttosto che dall'intervallo temporale nel quale i corpi stessi si sono depositi. Tuttavia molti sistemi e loro suddivisioni furono originariamente basati sulla loro litologia, ritenuta caratteristica della deposizione durante un certo intervallo temporale. In alcuni casi, come livelli di ceneri vulcaniche, livelli fosfatici, ecc., la litologia può costituire uno strumento per approssimare una correlazione temporale su aree estese; alcune litologie distintive e particolarmente diffuse possono essere utilizzate come elementi indicativi di una determinata posizione cronostratigrafica.*

3. Paleontologia. *Nel Fanerozoico il contenuto fossilifero delle rocce costituisce uno dei più diffusi e dei migliori metodi di correlazione temporale e di determinazione di età relative, grazie soprattutto al principio di irreversibilità dell'evoluzione degli organismi ed alla diffusione e riconoscibilità dei fossili.*

Le problematiche legate a questo metodo sono tuttavia numerose e complesse e suggeriscono la sua applicazione con cautela e giudizio. Si deve considerare, ad esempio, che due livelli fossiliferi depositi in località distanti, possono contenere associazioni fossili differenti per via della diversità di litofacies e tuttavia essere ascrivibili allo stesso intervallo di tempo; viceversa, due associazioni all'apparenza simili possono essere conservate in rocce di età differente. La varietà degli ambienti di vita e la loro variazione laterale si aggiunge alla complessità legata alla migrazione degli ambienti nel passato, alla deriva dei continenti, alle variazioni diagenetiche delle rocce, al metamorfismo, all'incompletezza del record fossile ed all'accidentalità del reperimento dei fossili stessi.

Per questi motivi i metodi paleontologici si stanno sempre più raffinando; ad esempio, è risultato molto utile lo studio della correlazione tra biozone che si interdigitano e si sostituiscono lateralmente in ambienti deposizionali diversi e contigui, come le biozone di ambiente marino e continentale. Un altro metodo paleontologico particolarmente importante ai fini delle cronocorrelazioni su ampie distanze è lo studio delle linee filetiche, ovvero delle sequenze evolutive delle forme fossili. Ciononostante, il metodo di cronocorrelazione su basi paleontologiche presenta molte limitazioni; ad esempio, gran parte delle rocce che costituiscono la crosta terrestre, come le rocce precambriane, sono solitamente prive di fossili.

4. Determinazioni isotopiche dell'età delle rocce. I metodi di datazione isotopica risultano particolarmente importanti ai fini cronostratigrafici poiché sono in grado di fornire indicazioni sull'età assoluta delle rocce con errori analitici dell'ordine dello 0.1-2% (si veda il cap. 12.). È inoltre evidente il grande contributo che questo strumento ha dato alla conoscenza dell'età e delle relazioni temporali nelle rocce precambriane, dove non sono applicabili altri metodi come quello paleontologico, o nelle rocce intrusive ed effusive. Anche questo metodo non è comunque esente da possibilità di errore (ad esempio nel caso di rocce che hanno subito metamorfismo, nelle quali va posta attenzione alla datazione della reale formazione della roccia e non del processo di metamorfismo subito in seguito dalla roccia) e da limitazioni.

5. Inversioni di polarità magnetica. Le periodiche inversioni di polarità del campo magnetico terrestre sono risultate molto importanti in cronostratigrafia, soprattutto nello studio delle rocce mesozoiche e cenozoiche, per le quali è stata sviluppata una scala delle polarità magnetiche, e nello studio delle rocce dei fondali oceanici. Dal momento che le inversioni magnetiche sono di carattere binario (positive o negative), non sono riconoscibili di per sé, ed hanno pertanto bisogno, ai fini della correlazione cronostratigrafica, del supporto di altri metodi, come quello biostratigrafico ed isotopico.

6. Cambiamenti climatici. Le variazioni climatiche lasciano numerose testimonianze nelle rocce (depositi glaciali, evaporiti, red beds, depositi di carbone, variazioni faunistiche), che molto spesso interessano estese aree geografiche o sono addirittura globali; per questo motivo sono di particolare utilità ai fini delle correlazioni temporali. Tuttavia, può essere a volte difficile riconoscere l'effetto di tali cambiamenti per le diverse espressioni che possono assumere con la variazione di latitudine, altitudine, circolazione oceanica, ecc.

7. Paleogeografia e variazioni eustatiche del livello del mare. L'alternanza di trasgressioni e regressioni marine e le discordanze ad esse legate hanno fornito un'eccellente base per stabilire correlazioni cronostratigrafiche a livello globale. Tuttavia, numerose variazioni locali legate a movimenti verticali possono rendere complessa l'interpretazione di questi segnali nelle rocce.

8. Discontinuità. Nonostante numerosi sistemi siano stati definiti originariamente come intervalli rocciosi compresi tra due discontinuità, le discontinuità non presentano le caratteristiche di sincronia utili ad approssimare limiti cronostratigrafici. Importanti discontinuità regionali possono comunque avere un significato temporale.

9. Orogeni. I grandi episodi orogenetici hanno fornito delle "linee" di separazione tra diversi momenti della storia della terra ed hanno permesso di attribuire ad essi rocce, fenomeni di erosione, attività ignee, episodi deformativi, distinguendoli con termini come Caledoniano, Ercinico, Alpino, ecc. La limitazione dell'uso dei grandi eventi orogenetici in termini cronostratigrafici è legata alla loro durata, alla loro natura locale anziché globale, alla loro indipendenza dai limiti dei sistemi e delle serie, ed al loro difficile riconoscimento.

10. Altri indicatori. L'estensione dei limiti delle unità cronostratigrafiche al di là dell'area nella quale è stato definito il loro stratotipo può essere aiutata, in particolari circostanze, anche da altri metodi, nonostante la loro limitata accuratezza. Ne sono esempi alcune associazioni di minerali pesanti, le varve, i tassi di sedimentazione, i profili sismici ed i log elettrici e nucleari.

BIBLIOGRAFIA

- CASTRADORI D. (2002) - A complete standard chronostratigraphic scale: How to turn a dream into reality? Episodes, **25** (2): 107-110.
- COWIE J.W. (1986) - Guidelines for boundary stratotypes. Episodes, **9/2**: 78-82.
- COWIE J.W. et alii (1986) - Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **83**: 1-14.

NASC NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code (NASC)*. AAPG Bull., **67**, 5: 841-875.

REMANE J., BASSETT M.G., COWIE J.W., GOHRBANDT K.H., LANE R., MICHELSEN O. & NAIWEN W. (1996) - *Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy*: Episodes, **19**: 77-81.

REMANE J. (2000) - *Why is the definition of chronostratigraphic boundaries so urgent?* In SCHMITZ B., SUNDQUIST B. & ANDREASSEN F.P. (Eds.), *Early Paleogene warm climates and biosphere dynamics*, GFF, **122**, pp. 137.

SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.

VAI G.B. (2001) - *GSSP, IUGS and IGC: an endless story toward a common language in the Earth Sciences*. Episodes, **24**/1: 29-31.

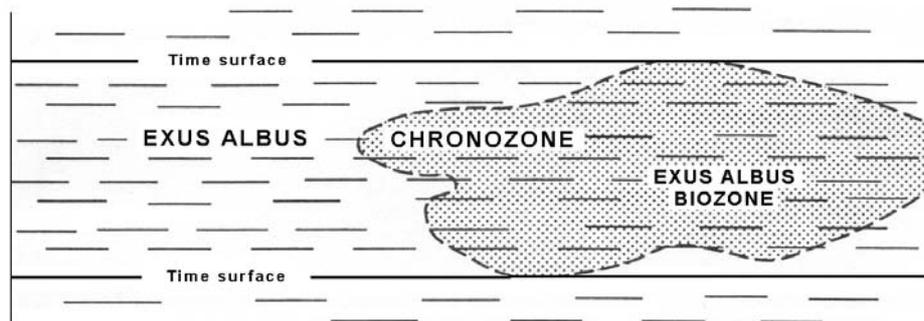
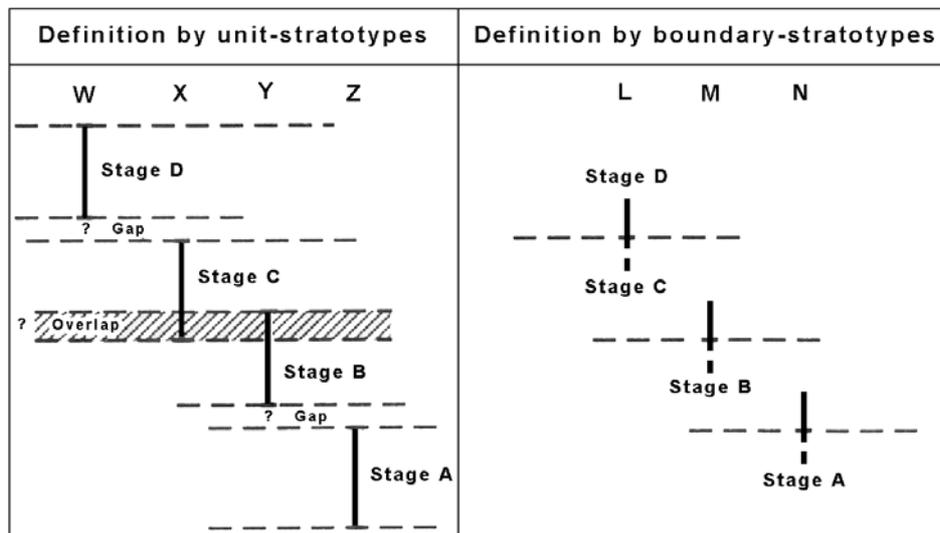


Fig. 1 - Relazione tra la Cronozona a *Exus albus* e la Biozona a *Exus Albus* (da SALVADOR, 1994).



W, X, Y, Z Separated type localities

L, M, N Boundary-stratotype sections

I Unit-stratotype

↓ Boundary-stratotype

Fig. 2 - Illustrazione della convenienza nel definire i piani sulla base dello stratotipo del limite inferiore piuttosto che con lo stratotipo dell'unità, nel caso di località tipo molto distanti (da SALVADOR, 1994).

Eonothem (Eon)	Erathem (Era)	System and Subsystem (Period and Subperiod)		Series (Epoch)	Numerical Age (Ma)			
					(2)	(3)	(4)	
PHANEROZOIC	Cenozoic	Quaternary		Holocene	1.6		1.64	
				Pleistocene				
		Tertiary	Neogene		Pliocene	23.7	23	23.3
					Miocene			
			Paleogene		Oligocene	66.4	65	65
				Eocene				
			Paleocene					
	Mesozoic	Cretaceous		Upper	144	135	145.8	
				Lower				
		Jurassic		Upper	208	205	208	
				Middle				
				Lower				
		Triassic		Upper	245	250	245	
			Middle					
			Lower	286	300	290		
	Permian		Upper					
	Paleozoic	Carboniferous (5)			360	355	362.5	
		Devonian		Upper	408	410	408.5	
				Middle				
		Lower						
Silurian			438	438	439			
Ordovician		Upper	505	510	510			
		Middle						
		Lower	570	570	570			
Cambrian								
PRECAMBRIAN				2500		2500		
ARCHEAN PROTEROZOIC								

Fig. 3 - Principali Unità della Scala Cronostratigrafica (Geocronologica) Standard. (2) PALMER, A.R., 1983, The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale. (3) SNELLING, N.J., 1987, Measurements of geological time and the Geological Time Scale. (4) HARLAND, W.B., *et alii*, 1990, A Geological Time Scale 1989. (5) In Nord America sono stati riconosciuti, al posto del Sistema Carbonifero, due sistemi: il Sistema Mississippiano (più antico) ed il Sistema Pennsylvaniano (più recente). Questi ultimi sono talora considerati sottosistemi del Sistema Carbonifero (da SALVADOR, 1994).

9. - UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

(*UNCONFORMITY-BOUNDED STRATIGRAPHIC UNITS, UBSU*)

9.1. - INTRODUZIONE

In passato, i geologi hanno spesso posizionato i limiti delle unità in corrispondenza di superfici di discontinuità nella sequenza stratigrafica, poiché esse sono spesso indicate da elementi estremamente rilevanti, significativi e di facile riconoscimento (discordanze angolari, cambiamenti litologici e/o lacune faunistiche). Molti dei sistemi dell'attuale Scala Cronostratigrafica Standard corrispondevano originariamente in parte (il contenuto lito-faunistico era parte essenziale) a unità a limiti inconformi, poiché delimitati alla base ed alla sommità da discontinuità (ad esempio il Devoniano in Inghilterra). Il riconoscimento delle unità a limiti inconformi ha una lunga storia, iniziata quando Sloss *et alii* (1949, pp. 109-111) hanno introdotto il termine di sequenza per indicare unità comprendenti insiemi di strati separati da discontinuità marcate, tracciabili e correlabili su lunghe distanze in base a cambiamenti litologici e faunistici e alla continuità di distribuzione e di facies degli strati trasgressivi posti al di sopra della discontinuità. Gli stessi autori hanno inoltre messo in evidenza che la sequenza non ha uno specifico significato temporale, poiché i suoi limiti non coincidono con linee tempo. Successivamente KRUMBEIN & SLOSS (1951), SLOSS (1963) e KRUMBEIN & SLOSS (1963) modificarono la definizione di sequenza, descrivendola come un'unità litostratigrafica di rango superiore al gruppo o anche al supergruppo, tracciabile attraverso estese regioni e delimitata da discontinuità a scala interregionale.

WHEELER (1958, 1959a e b, 1963) è stato comunque il primo a prescindere dalla connotazione litostratigrafica delle sequenze insita nella definizione di SLOSS (1963) e di KRUMBEIN & SLOSS (1963) e a porre maggior enfasi sull'importanza delle superfici di discontinuità che concorrono alla loro individuazione. Wheeler ha messo infatti in evidenza l'importanza di riconoscere le unità delimitate da discontinuità come unità a sé stanti, distinte dagli altri tipi di unità stratigrafiche ed ha invano esortato la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature ad includere in un nuovo codice la definizione di tali unità.

In realtà, nonostante l'indubbio valore e l'utilità pratica delle unità delimitate da discontinuità, il problema della loro definizione e terminologia non è stato preso in considerazione fino alla pubblicazione dei lavori di CHANG (1975), di VAIL *et alii* (1977) e MITCHUM *et alii* (1977). Nel 1975 CHANG ha pubblicato un lavoro interamente dedicato alla definizione delle unità a limiti inconformi come "corpi rocciosi delimitati alla base e alla sommità da discontinuità significative ed estese a scala regionale o interregionale", introducendo il nuovo termine di *sintema* per denominare tali unità.

VAIL *et alii* (1977) e MITCHUM *et alii* (1977) hanno invece utilizzato il termine di sequenza con un significato differente da quello originale di Sloss e coautori, indicando con tale termine "unità stratigrafiche costituite da una successione relativamente continua di strati geneticamente legati e delimitata alla base e alla sommità da discontinuità o dalle corrispondenti superfici di continuità". Nello stesso anno RAMSBOTTOM (1977), nei suoi studi sulle sequenze namuriane britanniche, ha utilizzato i termini "sintema" (termine in seguito usato dalla ISSC, 1987, e da SALVADOR, 1994, per indicare l'unità fondamentale delle UBSU), "mesotema" e "ciclotema" per cicli di scale differenti, come illustrato in fig. 1.

Nel 1983 la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature ha introdotto nel NASC la categoria delle unità allostratigrafiche, definendole corpi stratiformi e cartografabili di rocce sedimentarie, definiti e identificati sulla base delle discontinuità che li delimitano. Infine, la ISSC (1987) e SALVADOR (1994) hanno formalizzato le unità a limiti inconformi (fig. 2), aventi come unità fondamentale il sintema (CHANG, 1975), recedendo dall'utilizzo del termine di sequenza poiché diffusamente utilizzato con accezioni differenti. Secondo la Guida Internazionale di Stratigrafia (SALVADOR, 1994), inoltre, le unità allostratigrafiche sono per definizione equivalenti alle unità a

limiti inconformi di CHANG (1975), che hanno la priorità. Nella versione abbreviata del Codice (MURPHY & SALVADOR, 1999) si abbandonano sia le alloformazioni che i sintemi e si propone di utilizzare invece il nome “sequenza”.

9.2. - NATURA DELLE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

Le unità a limiti inconformi sono corpi rocciosi delimitati alla base ed alla sommità da discontinuità significative. Sono quindi unità stratigrafiche cartografabili, che differiscono dalle unità sottostanti e soprastanti semplicemente per il fatto di essere separate da esse da superfici di discontinuità. Le unità a limiti inconformi possono essere costituite da diversi tipi di rocce (sedimentarie, magmatiche e metamorfiche), ma le proprietà litologiche, il contenuto fossilifero e l'età dei corpi rocciosi non sono per nulla significativi o diagnostici per il riconoscimento delle unità di questo tipo; tali proprietà possono però rivelarsi utili per il riconoscimento delle discontinuità che delimitano le unità stesse.

Le unità a limiti inconformi sono unità naturali, di grande utilità per un approccio chiaro e pragmatico all'analisi stratigrafica, per le sintesi stratigrafiche regionali e per un'interpretazione lucida e descrittiva della storia geologica. Esse esprimono infatti alcuni aspetti dell'evoluzione geologica della Terra, come episodi orogenici e variazioni eustatiche del livello del mare, eventi che sono comunemente registrati da discontinuità nella successione stratigrafica. Per questa ragione, le unità a limiti inconformi sono state spesso ritenute equivalenti ai cicli sedimentari o a unità stratigrafiche controllate dalla tettonica (unità tettonostratigrafiche, tettoniche, stratotettoniche; cicli tettonici; fasi tettoniche o strutturali; ecc.), unità che hanno però un significato genetico e causale ben definito e che richiedono per il loro riconoscimento un'interpretazione dei rapporti stratigrafici osservati. Al contrario le unità a limiti inconformi non si basano su alcuna interpretazione genetica o causale; sono quindi unità oggettive e non interpretative. Esse vengono riconosciute senza precisare il significato delle discontinuità che le delimitano, siano esse il risultato di eventi orogenici, episodi epeirogenici, variazioni eustatiche del livello del mare.

Secondo l'ISSC (1987), le unità a limiti inconformi sono state utilizzate con successo in aree cratoniche stabili, dove le discontinuità che le delimitano hanno una grande estensione geografica, e possono rivelarsi di estrema utilità anche nello studio di catene orogeniche o di zone tettonicamente instabili, sempre che vengano stabilite correttamente e non equiparate ad unità litostratigrafiche o cronostratigrafiche.

Le unità a limiti inconformi sono ampiamente utilizzate nella cartografia geologica italiana. Un recente documento sul Quaternario del Servizio Geologico Nazionale (SGN) in merito al progetto di cartografia geologica italiana alla scala 1:50.000 (CARG) sostiene che l'indirizzo generale dell'SGN è rivolto all'utilizzo di tali unità per il rilevamento e la cartografia delle successioni quaternarie continentali, per le quali fino ad ora sono state utilizzate spesso le unità allostratigrafiche oppure le unità litostratigrafiche (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 2001).

Le unità a limiti inconformi possono essere applicate a qualunque tipo di roccia del substrato, ma nel progetto CARG sono prevalentemente utilizzate nella cartografia delle rocce vulcaniche ed ora, sotto raccomandazione del SGN, delle successioni quaternarie continentali. Proprio dalle caratteristiche dei depositi quaternari e dei prodotti vulcanici, deriva che le unità a limiti inconformi, per poter essere applicate al contesto geologico italiano, devono essere maggiormente flessibili rispetto a quanto definito nel Codice Internazionale di Stratigrafia (SALVADOR, 1994).

Le modifiche proposte suggeriscono:

- 1) che le unità a limiti inconformi possano essere utilizzate anche quando le superfici di discontinuità non siano perfettamente e ovunque seguibili sul terreno;
- 2) che le discontinuità non debbano necessariamente essere di estensione regionale o interregionale, ma anche più locale.

Mentre il punto 1 è un'effettiva modifica rispetto a quanto indicato dal Codice Internazionale di Stratigrafia, che prevede l'estensione laterale di un'unità a limiti inconformi solo fino a dove entrambe le discontinuità che la delimitano sono identificabili, il punto 2 non risulta in contrasto con le indicazioni del codice, dal momento che lo sviluppo areale delle discontinuità deve essere solo preferibilmente regionale o interregionale. Il sintema, così come viene inteso e applicato nel contesto geologico italiano, deve comunque essere delimitato da discontinuità almeno a livello di bacino di asta fluviale principale.

Questa interpretazione porta come conseguenza che il sintema nell'accezione italiana può avere una dimensione inferiore rispetto al sintema così come inteso nel codice internazionale, che comprende solitamente più piani, oppure più unità litostratigrafiche o biozone.

9.3. - DEFINIZIONI

Unità a limiti inconformi (Unconformity-bounded Stratigraphic Units o UBSU). Corpo roccioso delimitato alla base e alla sommità da superfici di discontinuità specificatamente designate, significative e dimostrabili, aventi preferibilmente estensione regionale o interregionale (fig. 2). I criteri diagnostici utilizzati per stabilire e riconoscere queste unità stratigrafiche sono le due discontinuità che le delimitano.

Le unità a limiti inconformi possono includere poche o molte altre unità stratigrafiche (litostratigrafiche, biostratigrafiche, magnetostratigrafiche, cronostratigrafiche, ecc.) sia in successione verticale che laterale.

***Discontinuità.** Una discontinuità è una superficie tra due corpi rocciosi che rappresenta un'interruzione (lacuna) significativa nella successione stratigrafica.*

BOSELLINI *et alii* (1989) definiscono l'intervallo di tempo geologico mancante in corrispondenza di una superficie di discontinuità come "lacuna stratigrafica". Essa consta di due componenti: lo "hiatus deposizionale", che è dovuto a non deposizione, e la "vacuità erosiva", che è il volume di roccia asportato dall'erosione. Una lacuna stratigrafica può essere quindi il risultato di non deposizione, erosione o di una combinazione dei due processi.

BOSELLINI *et alii* (1989) mettono inoltre in evidenza che sebbene i termini "discontinuità" e "discordanza" abbiano un significato differente (discordanza indica la relazione di non parallelismo tra due unità in successione verticale), essi vengono comunemente considerati sinonimi in letteratura. In particolare il termine inglese *unconformity*, che indica una discontinuità stratigrafica in senso generale, viene spesso tradotto in italiano con il termine "discordanza". Nella Guida al Rilevamento del Servizio Geologico Nazionale (PASQUARÈ *et alii*, 1992) si è convenuto di tradurre il termine *unconformity* con "inconformità".

I tipi di discontinuità che vengono generalmente riconosciuti sono i seguenti:

a. Discordanza angolare. *Una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e sovrastanti formano un angolo gli uni rispetto agli altri, indicando deformazione tettonica prima dell'erosione oppure un onlap molto marcato.*

b. Disconformità. *Una discontinuità in corrispondenza della quale i piani di stratificazione delle unità sottostanti e sovrastanti sono essenzialmente paralleli. Generalmente questo parallelismo apparente è limitato ad aree ristrette, mentre a scala regionale è generalmente presente un certo grado di discordanza (troncatura erosiva dell'unità sottostante o onlap in quella sovrastante).*

c. Diastema. *Una breve interruzione nella sedimentazione con poca o senza erosione prima della ripresa della sedimentazione. Questi brevi arresti nella sedimentazione hanno generalmente un'estensione laterale limitata e non rappresentano elementi appropriati sui quali basare unità a limiti inconformi.*

d. Paraconformità. *Discontinuità tra successioni geometricamente concordanti.*

Se nell'analisi stratigrafica di terreno è possibile discriminare alcuni tipi di discontinuità (ad esempio discordanze angolari o grandi forme di erosione subaerea), per il riconoscimento delle altre superfici di discontinuità è necessario utilizzare criteri biostratigrafici (che evidenziano lacune temporali) e sedimentologici (ad esempio sovrapposizione di facies non compatibili con il principio o legge di Walther).

9.4. - TIPI DI UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

9.4.1. - Tipi e gerarchia

*L'unità fondamentale è il **sintema**, il cui nome deriva dal greco "syn" (insieme) e "them" (deposito di). Se utile e necessario, un sintema può essere suddiviso in due o più subsintemi e due o più sintemi possono essere raggruppati in un supersintema.*

Stabilire una gerarchia all'interno delle unità a limiti inconformi presenta comunque dei problemi, essendo essa basata sull'importanza delle discontinuità che delimitano le unità stesse. L'importanza di tali discontinuità si basa su tre criteri principali: il grado di discordanza angolare (geometrico), la durata dell'intervallo di tempo corrispondente allo hiatus deposizionale in corrispondenza della discontinuità (temporale) e l'estensione geografica della stessa (spaziale), criteri che sono spesso indipendenti uno dall'altro e che possono avere un valore diagnostico differente a seconda dei casi. Ad esempio, mentre la discordanza angolare può essere più significativa nello studio di catene orogeniche, l'entità temporale dello hiatus deposizionale ha molta più importanza nelle aree cratoniche stabili. Una gerarchia basata su tali criteri porterebbe quindi a contraddizioni ed inconsistenze. Pertanto l'utilizzo di supersintemi o subsintemi deve essere il più possibile limitato.

Le indicazioni del Servizio Geologico Nazionale per il rilevamento e la cartografia delle successioni continentali nell'ambito del progetto CARG prevedono che nel contesto geologico italiano i supersintemi siano delimitati da discontinuità di importanza regionale, mentre per i sintemi ed i subsintemi le discontinuità possono essere anche di ordine subregionale e locale; per i sintemi, tuttavia, le discontinuità dovrebbero essere almeno a livello di bacino di asta fluviale principale.

9.4.2. - Rapporti con altri tipi di unità

Le unità a limiti inconformi non sono unità litostratigrafiche o biostratigrafiche poiché non vengono stabilite e distinte in base alla composizione litologica o al contenuto fossilifero. Non sono nemmeno unità cronostratigrafiche, poiché non vengono definite in base al tempo della loro formazione e poiché i loro limiti possono essere diacroni.

Esse sono unità distinte ed oggettive che possono essere stabilite qualora significative e dimostrabili discontinuità stratigrafiche siano presenti nei corpi rocciosi.

Le unità a limiti inconformi possono includere altri tipi di unità stratigrafiche (cronostratigrafiche, litostratigrafiche, biostratigrafiche, magnetostratigrafiche, ecc.) sia in successione verticale che laterale (fig. 3).

Al fine di facilitare l'integrazione con l'approccio litostratigrafico, il Servizio Geologico Nazionale nel documento sul Quaternario (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 2001) raccomanda di evitare disequilibri gerarchici (è preferibile, ad esempio, che un subsistema non contenga formazioni, ma solo membri, litofacies, lenti, ecc.).

In alcuni rari casi, un corpo roccioso delimitato da discontinuità può avere litologia uniforme, o rappresentare una singola unità biostratigrafica. In tale caso, l'unità a limiti inconformi sarà equivalente ad una data unità litostratigrafica o biostratigrafica.

I limiti delle unità stratigrafiche incluse in un'unità a limiti inconformi possono essere paralleli, coincidenti o inclinati secondo un angolo variabile rispetto al limite superiore e/o inferiore dell'unità a limiti inconformi (fig. 3). Quando il limite inferiore o superiore di un'unità a limiti inconformi è una discordanza angolare o segue una successione post-discontinuità in onlap o in offlap, allora esso si discosta fortemente dai limiti delle unità stratigrafiche incluse o adiacenti. Al contrario, se il limite è una disconformità, esso può risultare parallelo o coincidere con i limiti di altre unità stratigrafiche su vaste aree.

Come sottolineano SLOSS (1963), MITCHUM *et alii* (1977) e l'ISSC (1987), le unità a limiti inconformi possono avere un certo significato cronostratigrafico, poiché tutte le rocce sottostanti una superficie di discontinuità sono più vecchie di quelle poste al di sopra della stessa; in sintesi, le linee tempo non attraversano mai le superfici di discontinuità.

9.5. - PROCEDURE PER ISTITUIRE ED ESTENDERE LE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

Le procedure per istituire le unità a limiti inconformi devono essere conformi ai principi fondamentali enunciati nel Capitolo 3. Come nel caso delle altre unità stratigrafiche, l'introduzione di una nuova unità a limiti inconformi deve prevedere la pubblicazione, su una rivista scientifica

riconosciuta, delle motivazioni che conducono ad introdurre una nuova unità e una definizione e descrizione appropriata.

Poiché il criterio diagnostico per stabilire, definire, riconoscere ed estendere le unità a limiti inconformi è dato dalla presenza delle superfici di discontinuità che le delimitano, maggior enfasi deve essere posta nella discussione della natura, posizione e caratteristiche di tali discontinuità. È quindi necessario identificare sia dal punto di vista geografico che geologico gli stratotipi delle discontinuità e le loro sezioni di riferimento, fornendo descrizioni, carte, sezioni, fotografie; inoltre bisogna indicare l'estensione geografica ed eventuali variazioni nella natura o nelle caratteristiche lontano dagli stratotipi e precisare i rapporti stratigrafici con unità stratigrafiche incluse o adiacenti.

Gli stratotipi delle discontinuità che delimitano inferiormente e superiormente un'unità a limiti inconformi non devono necessariamente essere localizzati nella stessa sezione.

La descrizione dei litotipi, dello spessore, del contenuto fossilifero, dell'espressione geomorfologica e dell'età dell'unità, sebbene non costituisca un elemento diagnostico nella definizione dell'unità, è necessaria per il suo riconoscimento.

La descrizione delle proprietà dell'unità può anche includere una discussione sull'origine dell'unità e sul tipo di discontinuità che la delimitano (i loro rapporti con la tettonica e/o cambiamenti eustatici del livello del mare) e il significato dei processi geologici da cui esse derivano nel quadro dell'evoluzione geologica dell'area.

La presenza di una coppia di discontinuità nella sequenza stratigrafica non richiede necessariamente l'istituzione di un'unità a limiti inconformi: in aree dove le discontinuità sono presenti in molti livelli della successione stratigrafica, il numero di unità a limiti inconformi aumenterebbe in modo inverosimile.

9.6. - DENOMINAZIONE DELLE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI

Il nome di un'unità a limiti inconformi deve essere formato dal termine sintema seguito dal nome di un elemento geografico appropriato, situato vicino alla località dove l'unità è ben sviluppata. La scelta del termine geografico deve seguire le regole generali espresse nel Capitolo 3.

9.7. - APPLICAZIONE DELLE UNITÀ A LIMITI INCONFORMI: ESEMPI ITALIANI

Non vi è un uso consolidato dei sintemi, né in Italia né altrove. La letteratura al riguardo è estremamente limitata ed i concetti di base non sono univoci (si vedano, ad esempio, i lavori di PASQUARÈ *et alii*, 1992, MANETTI *et alii*, 1995, CALVARI *et alii*, 1994). Perciò siamo ricorsi a esempi basati su carte geologiche a scala 1:50.000 (progetto CARG) in stato di avanzata elaborazione, ma non ancora pubblicate.

Il primo esempio, fornitoci da V. Picotti, riguarda una regione alpina che è stata glacializzata e conserva abbondanti e vari tipi di depositi glaciali e non, formati durante l'ultima glaciazione (F°059 Tione di Trento). Il secondo esempio, fornitoci da G. Gropelli, riguarda depositi e prodotti vulcanici formati nel Quaternario recente sulle pendici dell'Etna (F°625 Acireale).

Le unità continentali quaternarie del Foglio 059 Tione di Trento

I depositi continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi. In ogni unità sono state indicate le sole caratteristiche litologiche ed in particolare le variazioni di tessitura dei depositi sciolti (depositi alluvionali, lacustri, di contatto glaciale, ecc.). Questo criterio mantiene, mediante il colore delle tessiture, l'interpretazione del deposito, anche per quelli fortemente eterometrici, come i depositi glaciali e di frana, per i quali l'indicazione di tipo genetico verrà a sovrapporsi al colore corrispondente all'unità stratigrafica.

Le unità a limiti inconformi riconosciute nel F° 059 Tione di Trento sono sintetizzate nel quadro delle formazioni continentali plio-quaternarie di fig. 4. Oltre l'età delle singole unità stratigrafiche, vengono indicate anche le caratteristiche principali dei depositi che le costituiscono e la denominazione utilizzata in letteratura dagli Autori precedenti.

Nell'area del Foglio sono stati individuati un supersintema, due sintemi e tre subsintemi, dal più antico al più recente. Nel supersintema del Monte Spinale (sigla SMS) sono inseriti tutti i depositi formati in differenti cicli sedimentari

precedenti l'ultima massima espansione glaciale, definiti nel passato come pre-würmiani, ed ancor oggi di non facile attribuzione cronologica per mancanza di dati.

Il sintema del Garda (sigla SGD) comprende i depositi glaciali e di contatto glaciale dell'ultima massima espansione glaciale. In essa sono inseribili tutti i depositi dell'U.G.M. (Ultimo Massimo Glaciale). Nei precedenti Fogli geologici questi depositi erano descritti come depositi morenici würmiani.

All'interno di questo sintema si sono distinti due subsintemi, che definiscono, in modo più preciso rispetto al passato, le fasi tardiglaciali di chiusura dell'ultima massima espansione glaciale. L'Unità di Fondovalle (subsintema di Malè, SGD₁) nasce dall'esigenza di giustificare sui fondovalle di quest'area, come in quella vicina dei fogli Malè e Riva, ma anche di altre valli dell'Alto Adige, la presenza di depositi glaciali, fluvio-glaciali, di frana e lacustri, non attribuibili all'ultima espansione glaciale e nello stesso tempo dall'esigenza di tenerli separati dai depositi glaciali dell'Unità delle Alte Valli (subsintema di Bondo, sigla SGD₂), caratterizzata da una netta ripresa del glacialismo tardiglaciale, diffusamente presente nei principali gruppi montuosi delle Alpi.

Il sintema definito Postglaciale (sigla SGP) include tutti i depositi di età compresa dalla fine dell'ultima massima espansione glaciale ai nostri giorni.

Nel sistema Postglaciale Alpino è stato possibile riconoscere un'unità di rango inferiore: il subsintema dell'Amola (sigla SGP₁), che comprende tutti i depositi riferibili alla Piccola Età Glaciale (P.E.G.).

I prodotti vulcanici dell'Etna nel Foglio 625 Acireale

Il secondo esempio riguarda il versante orientale dell'Etna, che è il vulcano più attivo d'Europa e la montagna più alta della Sicilia, formatasi a partire da circa mezzo milione di anni. La profonda incisione della Valle del Bove espone in affioramento i contatti fra i prodotti vulcanici che comprendono colate laviche, breccie autoclastiche ed epiclastiche, scorie e anche sottili intercalazioni di depositi eolici e paleosuoli.

Sono stati distinti diversi sintemi, sulla base di superfici di discontinuità di importanza più che locale identificabili sul terreno. Ogni sintema comprende un certo numero di unità litostratigrafiche (vedi fig. 5).

Complessivamente vengono distinti sei sintemi che sono, dall'alto verso il basso: sintema il Piano, sintema Concazze, sintema Girolamo, sintema Zappini, sintema Acireale, sintema Timpe, che derivano il loro nome da toponimi (fig. 6).

BIBLIOGRAFIA

- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Scienze della Terra, UTET: pp. 395.
- CALVARI S., GROPELLI G. & PASQUARÈ G. (1994) - *Preliminary geological data on the south-western wall of the Valle del Bove, Mt. Etna, Sicily*. Acta Vulcanologica, **5**: 15-30.
- CHANG K.H. (1975) - *Unconformity bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Amer. Bull., **86**, 11: 1544-1552.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. America Bull., **98**, 2: 232-237.
- KRUMBEIN W.C. & SLOSS L. (1951) - *Stratigraphy and Sedimentation*. W.H. Freeman & Co., San Francisco: pp. 497.
- KRUMBEIN W.C. & SLOSS L. (1963) - *Stratigraphy and Sedimentation (2nd Edition)*. W.H. Freeman & Co., San Francisco: pp. 660.
- MANETTI P., PASQUARÈ G., TIBALDI A. & TSEGAYE A. (1995) - *Geology, structure and evolution of the island of Alicudi, Aeolian Volcanic Arc, Italy*. Acta Vulcanologica, **7**(1): 7-12.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S., III, (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: *Sismic Stratigraphy – application to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton Ed.). AAPG Mem., **26**: 53-62.
- MOORE R.C. (1933) - *Historical Geology*. McGraw Hill, New York: pp. 673.
- MURPHY M.A. & SALVADOR A. (Eds.) (1999) - *International Stratigraphic Guide - An abridged version*. Episodes, **22**/4: 255-271.
- NASC NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code (NASC)*. AAPG Bull., **67**, 5: 841-875.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Guida al rilevamento e all'informatizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Quaderni SGN, serie III, **1**, pp. 203.
- RAMSBOTTOM W.H.C. (1977) - *Major cycles of transgression and regression (mesothems) in the Namurian*. Proceedings of the Yorkshire Geological Society, **41**: 261-291.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2001) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale*. Circolare CARG: SGN/2155/U1CARG - 11 maggio 2001.

- SLOSS L.L. (1963) - *Sequences in the cratonic interior of N America*. Geol. Soc. Amer. Bull., **74**, 2: 93-113.
- SLOSS L.L., KRUMBEIN W.C. & DAPPLES E.C. (1949) - *Integrated facies analysis*. In: C.R. LONGWELL (Ed.) - *Sedimentary facies in geologic history*. Geol. Soc. Amer. Mem., **39**: 91-123.
- VAIL P.R. et al. (1977) - *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level*. In: *Sismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration* (C.E. PAYTON Ed.). AAPG Mem., **26**: 49-212.
- WELLER J.M. (1960) - *Stratigraphic principles and practice*. Harper & Bros, New York: pp. 725.
- WHEELER H.E. (1958) - *Time-stratigraphy*. AAPG Bull., **42**, 5: 1047-1063.
- WHEELER H.E. (1959a) - *Note 24 (of Am. Com. Strat. Nomen.)—Unconformity bounded units in stratigraphy*. AAPG Bull., **43**, 8: 1975-1977.
- WHEELER H.E. (1959b) - *Stratigraphic unit in space and time*. Amer. Journ. Sci., **257**, 10: 692-706.
- WHEELER H.E. (1963) - *Post-Sauk and pre-Absaroka Paleozoic stratigraphic patterns in North America*. AAPG Bull., **47**, 8: 1497-1526.

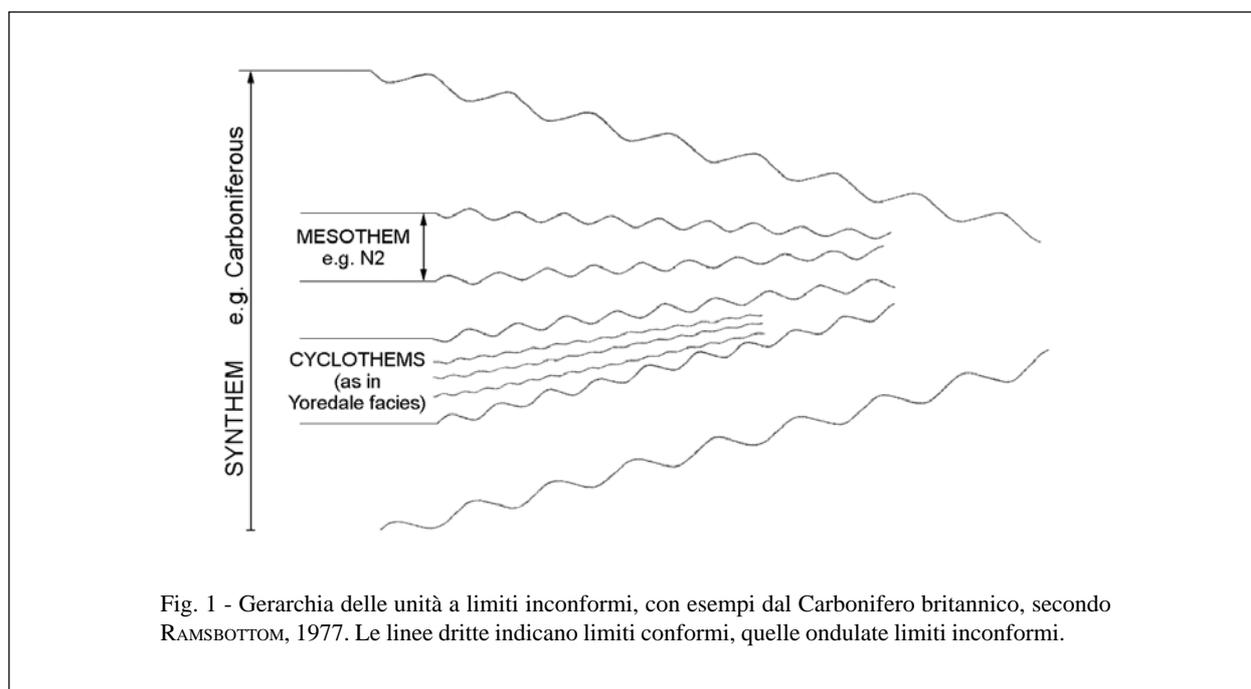


Fig. 1 - Gerarchia delle unità a limiti inconformi, con esempi dal Carbonifero britannico, secondo RAMSBOTTOM, 1977. Le linee dritte indicano limiti conformi, quelle ondulate limiti inconformi.

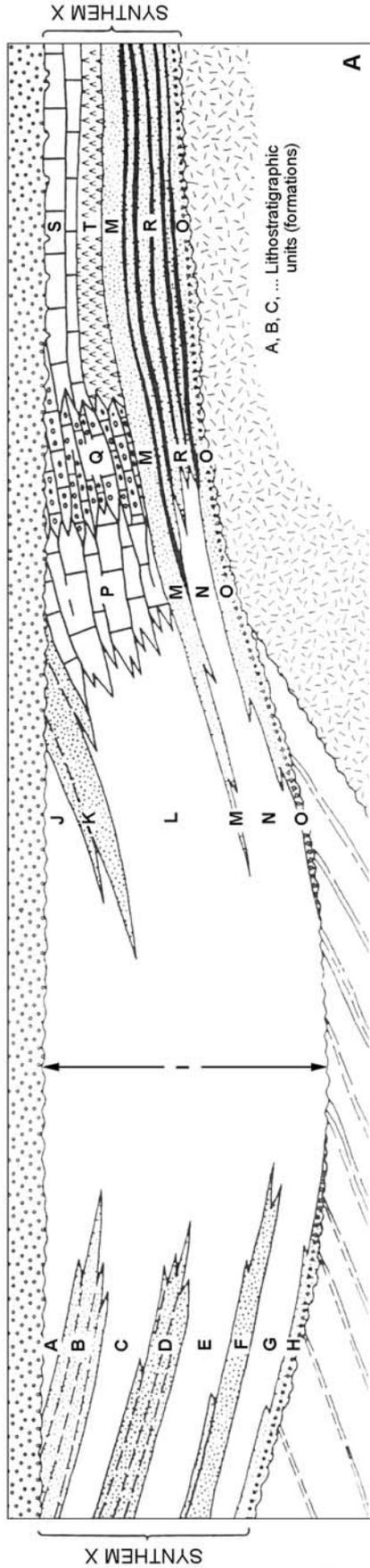


Fig. 2 - Unità a limiti incoformi così formalizzate da SALVADOR, 1994.

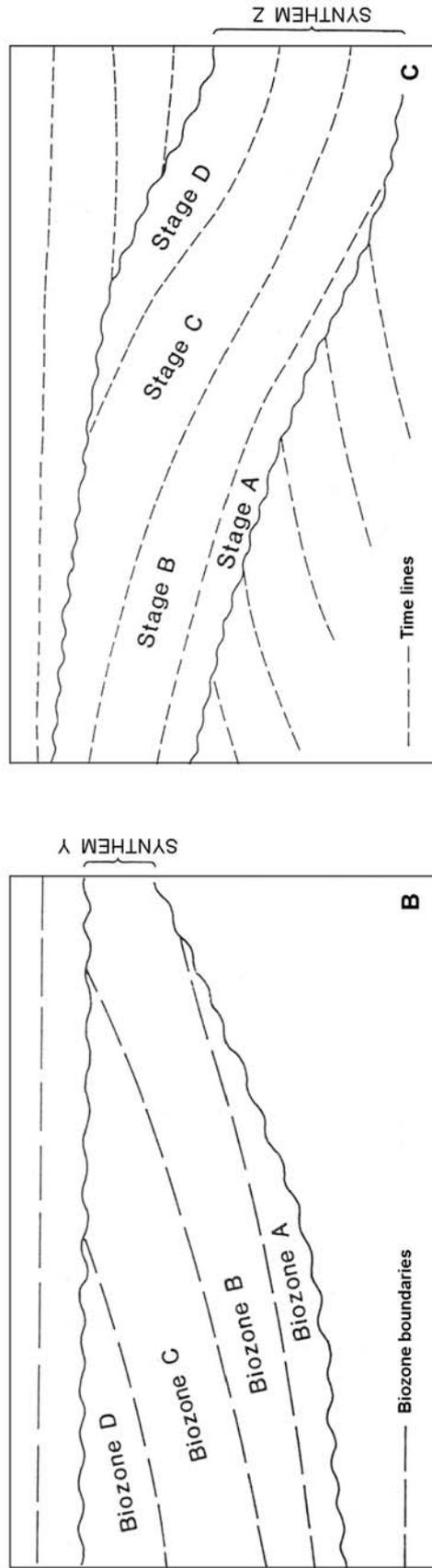


Fig. 3 - Relazione tra unità a limiti incoformi e altri tipi di unità stratigrafiche: **B)** biostratigrafiche; **C)** cronostratigrafiche (da SALVADOR, 1994).

Età	Unità climatiche	Nome formale	Attributi generali	Sigla	Autori precedenti
Attuale - Olocene p.p.	PE.G. - Attuale	subsistema dell'Amola	Depositi della P.E.G. ed altri ad essi correlati	SPG ₁	Depositi olocenici
Olocene - Pleistocene sup. p.p.	Postglaciale - Tardiglaciale superiore	sistema Postglaciale Alpino	Depositi lacustri, alluvionali e gravitativi	SPG	Depositi olocenici
Pleistocene sup. p.p.	Tardiglaciale superiore	subsistema di Bondo (Unità delle Alte Valli)	Depositi glaciali di circo e altri ad essi correlati	SGD ₂	Fasi stadiali tardiglaciali (Egesen, Daun, Gschnitz)
Pleistocene sup. p.p.	Tardiglaciale inferiore	subsistema di Malé (Unità dei Fondovalle)	Depositi glaciali vallivi e lacustri singlaciali	SGD ₁	Ultime fasi dell'U.M.G. (Bühl, Steinach)
Pleistocene superiore	Tardiglaciale inf. Pleniglaciale	sistema del Garda	Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	SGD	U.M.G., Würm III
Pleistocene medio - ? Pliocene	Pre ultimo massimo glaciale	supersistema del M. Spinale	Tutte le unità più antiche dell'ultima massima espansione glaciale (U.M.G.)	SMS	Depositi pre - würmiani

Fig. 4 - Quadro delle formazioni continentali plio-quadernarie del Foglio 059 Tione di Trento.

DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA			
unità sintemiche	unità litosomatiche	unità litostratigrafiche	Intervallo di incertezza stratigrafica Intervallo di deposizione
sintema II Piano	Vulcano Mongibello	prodotti vulcanici prodotti sedimentari unità Torre del Filosofo membro Mfio (c) membro Citancone (b) membro Cubania (a)	
sintema Concazze	Vulcano Ellittico	unità Portella Giumenta membro Osservatorio Etnico (b) membro Ragabo (a)	
		unità Piano Provenzana membro Tagliaborsa (c) membro Zoccolaro (b) membro Tripodo (a)	
		formazione Pizzi Deneri	
		formazione Serra delle Concazze	
		formazione Monte Scorsona	
		unità Contrada Ragaglia	
sintema Girolamo	Vulcano Cuvigghiani	unità Volta del Girolamo	
		formazione Canalone della Montagnola	
		unità Serra Cuvigghiani membro neck (a)	
sintema Zappini	Vulcano Salfizfo	unità Acqua della Rocca	
		formazione Serra del Salfizfo	
		formazione Valle degli Zappini	
	formazione Serra Giannicola Grande membro neck (a)		
sintema Acireale	Vulcano Trifoglietto	lito-orizzonte Cava Grande (*)	
		unità Piano del Trifoglietto	
	Vulcano Rocche	unità delle Rocche membro Rocca Capra (b) membro Rocca Palombe (a)	
		unità Contrada Passo Cannelli	
	Vulcano Tarderìa	unità Calanna membro M. Calanna (a)	
		unità Moscarello	
		unità S. Maria Ammalati membro Timpa S. Tecla (b) membro Serra S. Biagio (a)	
sintema Timpe		unità La Timpa membro Fondo Macchia (b) membro S. Maria la Scala (a)	
		unità Timpa di Don Masi membro S. Caterina (b) membro Fermata S. Venera (a)	
		formazione delle argille grigio-azzurre	
		calcareniti di Fiumefreddo	

(*) non cartografabile

Fig. 5 - Schema dei rapporti stratigrafici del Foglio 625 Acireale. Sono illustrati i rapporti tra i sintemi e le unità litostratigrafiche nel distretto vulcanico del Monte Etna.

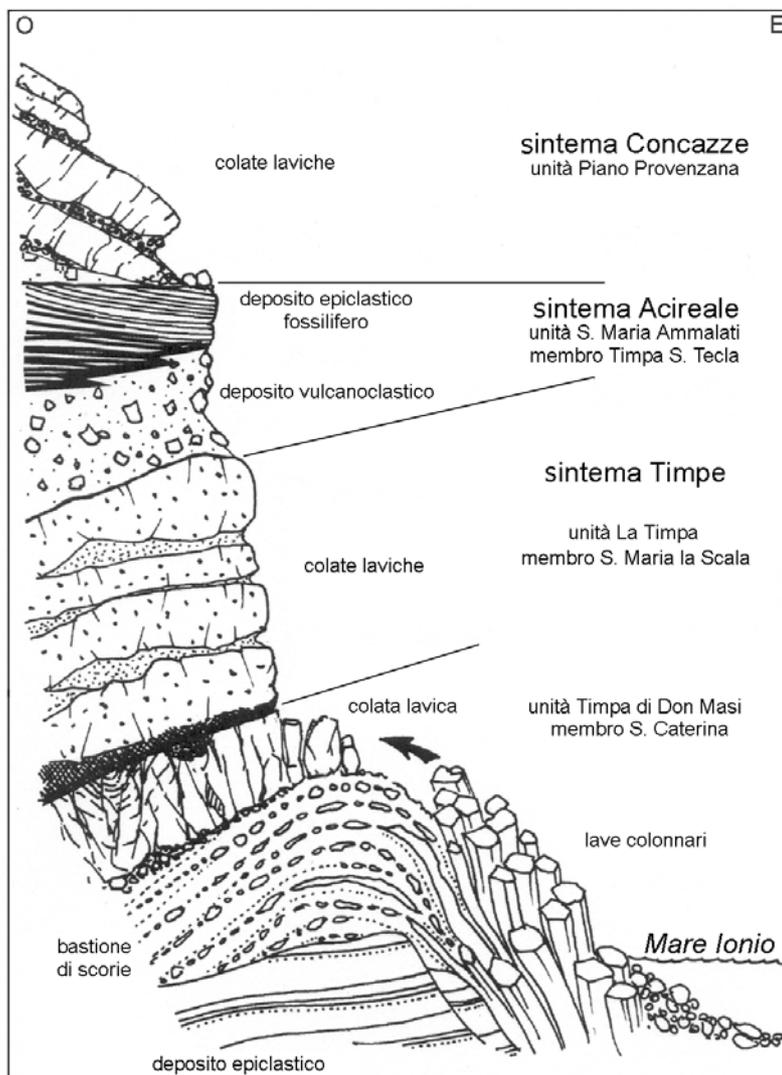


Fig. 6 - Sezione stratigrafica sul versante orientale dell'Etna che illustra i rapporti stratigrafici tra i diversi sistemi individuati nell'area dagli Autori del Foglio 625 Acireale.

ALTRE TECNICHE IN STRATIGRAFIA

10. - INTRODUZIONE

L'utilizzo di nuove tecniche stratigrafiche, come ad esempio l'analisi isotopica o la sismica, ha messo in luce la possibilità di individuare delle unità stratigrafiche al di là di quelle definite coi metodi classici fin qui descritti.

I capitoli che seguiranno prendono in esame alcune di queste tecniche, ormai entrate nell'utilizzo comune da parte degli stratigrafi, di comprovata utilità ai fini dello studio e dell'interpretazione delle successioni sedimentarie, ma in data odierna non ancora formalizzate e quindi non contenute nell'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994). L'ampio utilizzo di tali metodologie ha reso urgente la definizione di procedure di formalizzazione, l'individuazione e la terminologia delle unità fondamentali, per scongiurare la continua proliferazione di nuovi termini, sovente in disaccordo, e la conseguente difficoltà di comprensione e dialogo nella comunità scientifica. Per questo motivo da alcuni anni sono stati nominati nell'ambito dell'International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) degli appositi Gruppi di Lavoro di specialisti con il compito di definire procedure, metodi ed unità fondamentali nell'ambito delle nuove tecniche stratigrafiche, come la stratigrafia isotopica, la ciclostratigrafia orbitale e la dibattuta stratigrafia sequenziale.

Nonostante la situazione sia in perenne rinnovamento ed al momento non siano state ancora definite delle direttive ufficiali, si ritiene comunque utile introdurre il lettore alle maggiori problematiche in discussione ed alle tendenze fino ad ora espresse dalle commissioni specialistiche. É quindi da tener presente che la situazione contingente ci costringe ad attribuire a questi capitoli un carattere di "lavoro in divenire" ed a sottolineare il carattere informale delle unità e metodologie di seguito descritte.

Si dà avviso al lettore che i capitoli dedicati alle singole metodologie stratigrafiche avranno, per i motivi fin qui espressi, un carattere più discorsivo e saranno spesso riportati confronti tra diverse opinioni e metodi utilizzati dagli autori. Le definizioni originarie degli Autori sono riportate in carattere corsivo nella parte dedicata alla terminologia. Infine, si precisa che per la traduzione italiana della maggior parte dei termini inglesi si è fatto riferimento al testo "Rocce e Successioni Sedimentarie" (BOSELLINI, MUTTI & RICCI LUCCHI, 1989).

BIBLIOGRAFIA

- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Scienze della Terra, UTET: pp. 395.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.

11. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

11.1. - INTRODUZIONE

La stratigrafia sequenziale è considerata una delle più importanti discipline di sintesi della geologia del sedimentario, poiché cerca di spiegare l'architettura deposizionale dei sedimenti a scala del bacino in base alle variazioni del livello del mare ed alla subsidenza tettonica.

Nella sua forma più semplice la stratigrafia sequenziale è un metodo stratigrafico descrittivo che utilizza le discontinuità e le superfici di continuità ad esse correlabili per dividere la successione sedimentaria in sequenze, che possono essere correlate almeno a scala regionale.

Nella prospezione petrolifera ed in particolare nell'interpretazione delle sezioni sismiche, la conoscenza dell'organizzazione generale di una sequenza può rivelarsi di grande utilità per la previsione della distribuzione dei diversi tipi di sedimenti.

La stratigrafia sequenziale, considerata una scienza relativamente nuova dalla comunità scientifica, fonda le sue radici nelle secolari controversie sull'origine della sedimentazione ciclica e sul controllo eustatico o, di contro, tettonico del livello di base. Nella sua accezione attuale, essa si è originata dalla stratigrafia sismica negli anni settanta ad opera di un limitato gruppo di ricercatori della Exxon Production Research Company, sotto la guida di PETER VAIL.

Gli sviluppi più recenti della stratigrafia sequenziale hanno riguardato il campo della stratigrafia ad alta risoluzione (VAN WAGONER *et alii*, 1990; HARDIE *et alii*, 1986; GOLDHAMMER *et alii*, 1991) con il richiamo alla teoria di Milankovitch per spiegare l'origine dei cicli ad alta frequenza, di ordine superiore alle sequenze.

Inoltre, se il modello della stratigrafia sequenziale è stato originariamente desunto dallo studio dei sistemi deposizionali marini silicoclastici (i più semplici ed i più facili da modellare), attualmente le ricerche si occupano di sistemi più complessi come quelli carbonatici marini, dove la produzione del materiale avviene *in situ*, e di sistemi deposizionali non marini (fluviali, lacustri, eolici: POSAMENTIER & WEIMER, 1993; SHANLEY & McCABE, 1994; MIAL, 1997; SACCHI *et alii*, 1999), dove lo spazio disponibile per l'accumulo sedimentario è delimitato superiormente da una superficie libera e vi è grande variabilità laterale di facies.

Nell'ambito della stratigrafia sequenziale è possibile distinguere due campi applicativi principali:

1) la stratigrafia sequenziale intesa come individuazione delle sequenze che costituiscono il riempimento di un determinato bacino sedimentario e come conseguente riconoscimento del loro significato (regionale) nell'ambito dell'evoluzione geologica dello stesso bacino;

2) la stratigrafia sequenziale intesa come conseguenza di variazioni globali del livello marino, nella quale si vuole dare un significato globale ed una connotazione cronostratigrafica alle sequenze, inserendole nel quadro delle oscillazioni eustatiche del livello marino.

Mentre il secondo punto ("*global sea-level model*": CARTER *et alii*, 1991; CARTER, 1998) è stato ed è ancora sottoposto a molte critiche e potrebbe essere accettato solo nei pochi casi in cui il potere di risoluzione dei metodi di datazione applicabili fosse tale da essere superiore al dettaglio cronologico implicito al rango della sequenza deposizionale in esame, il primo punto ("*sequence stratigraphic model*": CARTER *et alii*, 1991; CARTER 1998) rappresenta un'importante metodologia di analisi dei bacini sedimentari, che favorirebbe una visione dinamica e tridimensionale della loro evoluzione.

11.2. - CONCETTI BASE DELLA STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

Per ragioni di semplicità e chiarezza di esposizione, i principi di stratigrafia sequenziale vengono illustrati utilizzando i sistemi silicoclastici.

La distribuzione delle rocce sedimentarie nello spazio e nel tempo e la loro organizzazione in sequenze sono controllate da quattro fattori principali: l'eustatismo, la tettonica, l'apporto dei sedimenti ed il clima. L'eustatismo e la tettonica controllano lo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti o "accomodamento" (*accommodation*) (fig. 1); essi inoltre interagiscono con il clima per influire sugli apporti sedimentari e colmare in quantità variabile l'accomodamento.

11.2.1. - Concetti e definizioni della stratigrafia sequenziale

11.2.1.1. - Terminologia introduttiva

(In corsivo le definizioni originali ed i corrispettivi termini inglesi)

Eustatismo. Termine coniato da SUESS nel 1906; indica fluttuazioni globali del livello marino, misurate tra la superficie del mare ed un punto fisso, generalmente localizzato al centro della Terra.

I fattori principali che causano le variazioni eustatiche del livello del mare sono rappresentati da un lato da variazioni della capacità volumetrica dei bacini oceanici (ad esempio cambiamenti di volume delle dorsali oceaniche o mutamenti legati alla riorganizzazione delle placche litosferiche) e dall'altro da variazioni di volume dell'acqua oceanica (ad

esempio variazioni di volume dei ghiacci terrestri, essiccamento di bacini). Secondo PITMAN (1978) i fenomeni glaciali e le variazioni volumetriche delle dorsali sono i fattori che fanno variare più rapidamente il livello del mare. Le fluttuazioni eustatiche del livello marino causano variazioni globali del livello di base.

Variazioni relative del livello del mare. Variazioni misurate tra la superficie del mare ed una superficie di riferimento locale e mobile, come ad esempio il basamento o una superficie all'interno della successione sedimentaria. Non deve essere confuso con la profondità dell'acqua marina, quest'ultima misurata tra la superficie del mare ed il fondale in una certa località geografica in un preciso momento. Le variazioni relative del livello del mare causano variazioni delle superfici deposizionali come sinteticamente riassunto nella fig. 2. Vari fattori possono causare variazioni relative del livello del mare: subsidenza o sollevamento della superficie di riferimento, compattazione dei sedimenti, fluttuazioni eustatiche.

Livello di base. Rappresenta un fattore di controllo fondamentale nell'accumulo dei sedimenti. Da un punto di vista del significato stratigrafico, il concetto è stato formulato da BARREL (1917), il quale definisce il livello di base come "quella superficie lungo la quale le forze esterne tendono ad indebolirsi, la superficie lungo la quale non c'è erosione né deposizione" (p. 778), e da SLOSS (1962), il quale descrive il livello di base come "una superficie di equilibrio al di sopra della quale una particella sedimentaria non può trovare equilibrio ed al di sotto della quale deposizione e seppellimento sono possibili" (p. 1051). Oggi il termine "livello di base" viene usato (implicitamente o esplicitamente) per indicare una superficie ondulata di equilibrio che interseca in vario modo la superficie terrestre e che fluttua in risposta a vari fattori di controllo tra cui subsidenza tettonica, eustatismo, apporto sedimentario, ecc.

Le variazioni del livello di base esercitano un controllo sull'architettura stratigrafica alla scala delle sequenze deposizionali.

Accomodamento (*accommodation*). Spazio reso disponibile per il potenziale accumulo dei sedimenti (JERVEY, 1988). È controllato da eustatismo e tettonica, dagli apporti sedimentari e dalla profondità del mare secondo le seguenti relazioni (EMERY & MYERS, 1996):

$$\Delta\text{accomodamento} = \Delta\text{eustatismo} + \Delta\text{subsidenza} + \Delta\text{compattazione}$$

$$\Delta\text{profondità del mare} = \Delta\text{eustatismo} + \Delta\text{subsidenza} + \Delta\text{compattazione} - \text{apporti sedimentari}$$

Geometria progradazionale (*downstepping stacking pattern*). Si ha quando il tasso di apporto sedimentario è maggiore del tasso di creazione di accomodamento nel *topset* (si veda oltre per la definizione) e le facies migrano verso il bacino.

Geometria retrogradazionale (*backstepping stacking pattern*). Si ha quando gli apporti sedimentari sono minori del tasso di creazione di spazio e le facies migrano verso terra lungo il profilo della piattaforma.

Geometria aggradazionale. Si ha quando i due tassi si equilibrano e le facies si sovrappongono verticalmente, senza migrazione dell'*offlap break* (si veda oltre per la definizione).

Topset. Parte proximale nel profilo del margine di un bacino, caratterizzata da bassi gradienti topografici ($< 0.1^\circ$) (fig. 3). Generalmente comprende sistemi deposizionali fluviali, deltaici e marini di acque basse.

Clinoforme o Foreset. Zona a maggior pendenza ($> 0.1^\circ$) nel profilo del margine del bacino, che si sviluppa in posizione distale rispetto al *topset*. Esso comprende sistemi deposizionali di acque via via più profonde (fig. 3).

Bottomset. Zona alla base del *foreset* caratterizzata da bassi gradienti topografici e comprendente sistemi deposizionali di acque profonde (fig. 3).

Offlap break. Punto di cambiamento di pendenza (rottura di pendio) principale nel profilo deposizionale, coincidente con il raccordo tra *topset* e *foreset*. La posizione dell'*offlap break* ha grande importanza durante gli abbassamenti relativi del livello del mare.

Toplap. Terminazione di riflettori sismici al limite superiore di una sequenza (MITCHUM *et alii*, 1977).

Baselap. Terminazione dei riflettori sismici al limite inferiore di una sequenza (MITCHUM *et alii*, 1977). Si distinguono due tipi di terminazioni di letto a diversa geometria, *onlap* e *downlap*.

Onlap. Contatto verso terra di strati originariamente orizzontali su una superficie originariamente inclinata, o di strati originariamente inclinati su una superficie originariamente più inclinata (MITCHUM *et alii*, 1977).

Downlap. Contatto distale di strati originariamente inclinati su una superficie originariamente orizzontale o inclinata (MITCHUM *et alii*, 1977).

11.2.1.2. - Sequenze

Sequenza. È l'unità fondamentale (informale) della stratigrafia sequenziale. Nell'accezione originale della stratigrafia sequenziale indica un'unità stratigrafica costituita da una successione relativamente continua di strati geneticamente

legati, delimitata alla base ed alla sommità da superfici di discontinuità o dalle superfici di continuità ad esse correlabili (MITCHUM *et alii*, 1977) (fig. 4). È spesso impropriamente usato come termine per “successione”.

Limite di sequenza (*sequence boundary*). *Superficie di discontinuità che si forma durante la fase di abbassamento relativo del livello marino* (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991).

Nella definizione iniziale (MITCHUM *et alii*, 1977), il termine discontinuità aveva un significato generale, comprendendo *hiatus* marini e intervalli condensati. Successivamente il significato del termine è stato limitato a superfici separanti strati più giovani da strati più antichi, in corrispondenza dei quali si verifica un'erosione subaerea ed, eventualmente, sottomarina ed esposizione subaerea, e vi è uno *hiatus* significativo (VAN WAGONER *et alii*, 1988).

In base all'entità dell'abbassamento del livello marino e dell'erosione ad essa associata, i limiti di sequenza vengono distinti in limiti di tipo 1 e limiti di tipo 2 (fig. 5):

limite di sequenza di tipo 1. È caratterizzato da esposizione subaerea di tutta l'area del *topset* e concomitante erosione associata a ringiovanimento dei corsi d'acqua, spostamento delle facies verso bacino, spostamento verso il basso (*downward shift*) dell'*onlap* costiero (descritto da BOSELLINI *et alii*, 1989, come riattacco degli *onlap* costieri più al largo) e *onlap* degli strati sovrastanti. Lo spostamento delle facies verso il bacino provoca la sovrapposizione di depositi continentali o parali su sedimenti di mare basso, senza che vi siano interposte facies intermedie. Secondo VAN WAGONER *et alii*, (1988) un limite di sequenza di tipo 1 si origina quando il tasso di abbassamento eustatico supera il tasso di subsidenza del bacino in corrispondenza dell'*offlap break*, causando un abbassamento relativo del livello del mare in quel punto.

limite di sequenza di tipo 2. Si origina quando il livello relativo del mare si abbassa lungo il *topset*, senza però raggiungere l'*offlap break*. Esso viene riconosciuto in base allo spostamento verso il basso dell'*onlap* costiero fino ad un punto posizionato verso terra rispetto all'*offlap break*. In corrispondenza di tale limite non si verificano quindi significativi fenomeni erosivi, spostamento delle facies verso il bacino e formazione di conoidi sottomarine (torbiditi bacinali). Secondo EMERY & MYERS (1996) tale limite è difficile da riconoscere sia in affioramento che sulle sezioni sismiche, dove la risoluzione (qualche decina di metri) non permette di distinguere il piccolo cambiamento di giacitura di un *topset* in *onlap* sul precedente *topset*.

Alcuni Autori come POSAMENTIER & ALLEN (1999) suggeriscono l'abbandono di questa distinzione ritenuta artificiale, al fine di semplificare la terminologia e di evitare cattive interpretazioni di questi concetti.

11.2.1.3. - Organizzazione interna delle sequenze

L'architettura e le geometrie deposizionali sono descrivibili in termini di unità stratigrafiche raggruppabili in vari “ordini” organizzati gerarchicamente, che comprendono i rapporti tra singoli strati e insiemi di strati (parasequenze), insiemi di parasequenze (*systems tract*), insiemi di *systems tract* (sequenze).

Parasequenze. Le parasequenze sono state definite da VAN WAGONER (1985) come *successioni relativamente continue di strati geneticamente legati, delimitate da superfici di ingressione marina (marine flooding surface) e dalle superfici ad esse correlate*. Quando occupano posizioni particolari all'interno della sequenza, le parasequenze possono essere delimitate da limiti di sequenza. VAN WAGONER *et alii* (1990) mettono in evidenza che i limiti delle parasequenze di mare basso sono intervalli sottili, relativamente condensati, che testimoniano un improvviso approfondimento e che possono essere caratterizzati da formazione di glauconite, fosfati o carbonati.

Le parasequenze sono dei cicli di unità regressive (*upward coarsening*) delimitate da superfici che separano strati marini più giovani da strati più antichi in corrispondenza delle quali si ha aumento della profondità di deposizione. Tale approfondimento è generalmente associato a fenomeni minori di erosione sottomarina o di non deposizione. Le parasequenze si formano quindi in seguito ad oscillazioni nell'equilibrio tra apporto sedimentario e creazione di spazio per i sedimenti (variazioni relative del livello marino, oppure fluttuazioni negli apporti sedimentari in seguito a processi autociclici come avulsioni, migrazioni laterali dei lobi deltizi, rapida compattazione dei sedimenti, ecc.). Sono lo strumento base della stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione (VAN WAGONER *et alii*, 1990).

Apparato deposizionale (*systems tract*). *Insieme di unità deposizionali contemporanee* (BROWN & FISHER, 1977), ovvero insiemi di associazioni (tridimensionali) di litofacies geneticamente legate, ovvero insiemi di parasequenze.

Durante ogni ciclo di variazione relativa del livello del mare si sviluppano diversi gruppi di sistemi deposizionali, ciascuno caratteristico di un tratto specifico del ciclo. La sovrapposizione dei diversi *systems tract* determina l'organizzazione interna delle sequenze (fig. 6).

Secondo il modello di VAIL *et alii* (1977), al di sopra di un limite di sequenza di tipo 1 si sviluppa l'apparato deposizionale di stazionamento basso (*lowstand systems tract*) alla base, seguito dall'apparato deposizionale trasgressivo (*transgressive systems tract*) e dall'apparato deposizionale di stazionamento alto (*highstand systems tract*); al di sopra di un limite di sequenza di tipo 2 si sviluppa inizialmente un apparato di margine di piattaforma (*shelf-margin systems tract*) seguito dall'apparato deposizionale trasgressivo e da quello di stazionamento alto.

Apparato deposizionale di stazionamento basso (*lowstand systems tract*) LST. Si sviluppa al di sopra di un limite di sequenza di tipo 1 durante l'intervallo di abbassamento (in corrispondenza dell'*offlap break*), stazionamento basso ed il successivo lento innalzamento relativo del livello marino (VAN WAGONER *et alii*, 1988; POSAMENTIER *et alii*, 1992). Il limite inferiore del LST è la superficie di discontinuità, quello superiore la superficie di massima progradazione (*maximum progradation surface*). I depositi sono caratterizzati da una geometria prevalentemente progradazionale. L'apparato deposizionale di stazionamento basso è costituito da due parti:

- un'unità basale di conoidi sottomarine di stazionamento basso (*lowstand submarine fan*), depositata durante l'abbassamento relativo del livello del mare. Essa può essere distinta a sua volta in tre unità, non sempre riconoscibili: un'unità inferiore, costituita da conoidi sottomarine bacinali (*basin floor fan*), un'unità intermedia con conoidi di pendio (*slope fan*) ed un'unità superiore tipicamente rappresentata da complessi di canali-argini (*channel-level complexes*). La base dell'unità di conoidi bacinali coincide con la base del LST ed è correlabile al limite di sequenza di tipo 1;

- un'unità superiore definita come cuneo progradante di stazionamento basso (*lowstand prograding wedge*), che si deposita durante le prime fasi di risalita relativa del livello marino. Tale unità risulta costituita da un sistema inizialmente progradante e poi aggradante.

Apparato deposizionale trasgressivo (*transgressive systems tract*) TST. Si sviluppa durante la fase di incremento della risalita relativa del livello del mare, nella quale il tasso di creazione di spazio per i sedimenti eccede gli apporti sedimentari. Il limite inferiore del TST è la superficie di massima progradazione, quello superiore la superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface*). Secondo BOSELLINI *et alii*, (1989) la superficie di massima ingressione è facilmente riconoscibile sul terreno poiché spesso è sottolineata dal passaggio improvviso dalle facies arenacee marginali del TST alle facies pelitiche di piattaforma o scarpata del successivo HST.

Il TST risulta costituito principalmente da *topset*, raramente associati a clinoforni e presenta geometria in genere retrogradazionale.

Apparato deposizionale di stazionamento alto (*highstand systems tract*) HST. È rappresentato da un sistema deposto dopo la massima trasgressione, che comprende la fase finale della trasgressione, lo stazionamento alto e la fase iniziale della caduta relativa del livello marino. L'apparato deposizionale di stazionamento alto è caratterizzato da un tasso di innalzamento relativo del livello marino che diminuisce nel tempo e che si traduce nella formazione di una geometria dapprima aggradazionale e successivamente progradazionale, in rapporto di *downlap* rispetto alla superficie di massima inondazione.

È delimitato inferiormente dalla superficie di massima ingressione e superiormente dal limite della sequenza soprastante.

Apparato deposizionale di margine di piattaforma (*shelf-margin systems tract*) SMST. Si sviluppa al di sopra di un limite di sequenza di tipo 2, in corrispondenza del quale si ha uno spostamento verso bacino dell'*onlap* costiero, senza che questo raggiunga l'*offlap break*. Tale gruppo risulta costituito da *topset* e clinoforni inizialmente progradanti e poi aggradanti e passa verso l'alto all'apparato deposizionale trasgressivo.

Apparato deposizionale di regressione erosiva (*forced-regression systems tract*, FRST, o *falling sea-level systems tract*, FSST). Si tratta di un *systems tract* rappresentativo della fase di caduta del livello marino relativo, che alcuni Autori (HUNT & TUCKER, 1992; HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994) hanno aggiunto ai *systems tract* proposti da VAIL *et alii*.

Comprende depositi di "regressione erosiva" ed i depositi risedimentati nella parte distale del bacino (HUNT & TUCKER, 1992). Vengono definiti di "regressione erosiva" i sedimenti trasgressivi associati ad un abbassamento relativo del livello del mare (PLINT, 1991; POSAMENTIER *et alii*, 1992; CURRAY, 1964), in contrapposizione ai depositi di "regressione normale", che avviene quando la regressione è concomitante ad una risalita relativa del livello del mare, a causa degli alti tassi deposizionali (POSAMENTIER *et alii*, 1992; = "regressione deposizionale" di CURRAY, 1964; BOSELLINI *et alii*, 1989; = "regressione stabile" di MUTO & STELLE, 1997).

Possono trovare un equivalente nel *basin-floor fan* dell'LST dello schema classico della stratigrafia sequenziale, nell'*early LST* di POSAMENTIER *et alii*, 1992, e nell'*attached* e *detached LST* di AINSWORTH & PATTISON, 1994. Questo complesso si deposita durante le diverse fasi della caduta relativa del livello del mare; pertanto, risulta superata l'idea che l'abbassamento avvenga in maniera pressoché istantanea, come originariamente definito da VAIL *et alii*, 1977. Rimane in discussione il fatto se questi depositi siano da mettere in relazione alle fasi di stasi durante un intervallo di abbassamento e l'altro (depositi di "regressione erosiva" tipo 1) (POSAMENTIER *et alii*, 1992; TESSON *et alii*, 1993; AINSWORTH & PATTISON, 1994; KOLLA *et alii*, 1995; GENSOUS & TESSON, 1996), oppure agli intervalli stessi di caduta (depositi di "regressione erosiva" tipo 2) (PLINT, 1991, 1996; HUNT & TUCKER, 1992; HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994).

Apparato deposizionale regressivo (*regressive systems tract*, RST). Definito da NAISH & KAMP, 1997, come *systems tract* aggiuntivo ai tre dello schema classico di VAIL *et alii* della stratigrafia sequenziale, per rappresentare

i depositi relativi alla fase di caduta del livello marino. Sono distinti dai depositi di “regressione erosiva” FRST di HUNT & TUCKER, 1992, caratterizzati da contatti basali erosivi (*sharp based deposits*) e facenti parte, secondo NAISH & KAMP, 1997, dell’HST. I loro caratteri distintivi sono invece la continuità deposizionale, passaggi di facies graduali e prevalenza di contatti gradazionali su quelli erosivi.

Tale gruppo è delimitato alla base da una superficie di massima ingressione, in quanto risulta in continuità con i depositi di stazionamento alto, e alla sommità da una superficie trasgressiva.

Un punto molto discusso della stratigrafia sequenziale è quale superficie guida scegliere come limite di sequenza; questa scelta risulta particolarmente importante in quanto da essa dipendono molte applicazioni della stratigrafia sequenziale stessa. Le opinioni a riguardo sono riassumibili nelle seguenti posizioni:

1) modello tradizionale (VAIL *et alii*, 1977; MICHUM *et alii*, 1977). La sequenza si deposita, secondo VAIL e coautori, durante un ciclo di variazione eustatica, che inizia e termina in vicinanza di due successivi punti di flesso situati in corrispondenza dei tratti in discesa della curva del livello marino.

2) stratigrafia genetica. Introducendo il concetto di stratigrafia genetica, GALLOWAY, 1989, individua delle sequenze delimitate dalla superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface*), che presenta il vantaggio di essere una superficie di facile riconoscimento (in particolare nel caso di limiti di sequenza tipo 2). Rappresenta infatti una successione continua, caratterizzata da una ricca fauna ed è comunemente associata a concentrazioni di minerali radioattivi. In ogni caso, anche se la potenzialità di correlazione delle superfici di massima ingressione deve essere enfatizzata, si sconsiglia l'utilizzo delle sequenze stratigrafico-genetiche poiché il termine sequenza in tale accezione crea ulteriore confusione.

3) Diverse opinioni sulla posizione del limite di sequenza derivano dall’interpretazione che viene data ai depositi di “regressione erosiva”, ovvero se vengono considerati come parte del sovrastante LST, parte del sottostante HST, oppure un *systems tract* a sé stante. Inserire i depositi di “regressione erosiva” nello schema della stratigrafia sequenziale classica, comporta la necessità di riconoscere all’interno dell’LST o dell’HST un meccanismo deposizionale a sé stante per questi depositi, che ne spieghi l’espressione sedimentaria risultante. Da qui le espressioni *early LST* e *late LST* (POSAMENTIER *et alii*, 1992), oppure *attached* e *detached* HST (AINSWORTH & PATTISON, 1994). Un’importante conseguenza riguarda l’interpretazione data nei diversi casi al limite di sequenza.

Nel caso i depositi di “regressione erosiva” siano considerati parte dell’LST, è inevitabile posizionare il limite alla base dei depositi di “regressione erosiva”, in corrispondenza di una superficie erosiva di regressione marina (*regressive surface of marine erosion*) (POSAMENTIER *et alii*, 1992; AINSWORTH & PATTISON, 1994; MORTON & SUTER, 1996). Questa soluzione in pratica è riconducibile al caso 1, ovvero al caso della stratigrafia sequenziale classica e deriva dall’interpretazione dei depositi di “regressione erosiva” come depositi di tipo 1.

Nel caso invece che i depositi di “regressione erosiva” siano considerati parte dell’HST, il limite di sequenza è posizionato in corrispondenza della superficie erosiva più evidente, al di sotto della quale tutti i depositi vengono attribuiti al ciclo precedente. Se, infine, questi depositi vengono considerati un *systems tract* diverso (HUNT & TUCKER, 1992), viene riconosciuto valore di limite di sequenza alla superficie poligenica che si forma alla sommità dei depositi di “regressione erosiva”, i quali hanno un’espressione quasi interamente erosiva in piattaforma e sono pertanto delimitati superiormente da una superficie di *bypass* (componente *slope*) che diviene deposizionale solo alla fine della caduta (componente *basin floor*). In questo caso la superficie d’erosione corrisponderebbe, al centro di bacino, ad una superficie di continuità che non si trova alla base dei depositi torbiditici, ma al tetto. Questa superficie, molto estesa arealmente e facilmente identificabile, viene utilizzata da alcuni autori (HUNT & TUCKER, 1992) come limite di sequenza; i depositi di “regressione erosiva” in questo caso sono intesi di tipo 2. In questa accezione, una sequenza si svilupperebbe tra due minimi successivi della curva di oscillazione del livello marino relativo.

4) Gli Autori che riconoscono l’esistenza dell’RST (NAISH & KAMP, 1997), posizionano il limite di sequenza tra le sequenze cicliche al di sopra dei depositi di caduta.

11.2.1.4. - Successioni di sequenze

Sequenze composite. *Successione di strati delimitato da superfici di discontinuità, ma interamente composto da sequenze a più alta frequenza* (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991). Ogni sequenza è caratterizzata da una durata temporale, misurabile in base alla distanza (tempo) tra le superfici di continuità correlabili alle discontinuità che la delimitano. Si distinguono pertanto:

- cicli di primo ordine (>50 Ma), cicli di ingressione continentale (*continental encroachment*) che durano un Periodo o più e sono controllati da tettono-eustatismo, ovvero da variazioni nel volume dei bacini oceanici in relazione ai cicli della tettonica delle placche (PITMAN, 1978);

- cicli di secondo ordine (3-50 Ma), causati da variazioni nel tasso di subsidenza tettonica del bacino o nel tasso di sollevamento dell’area di provenienza degli apporti sedimentari, o in relazione alla riorganizzazione delle placche;

- cicli di terzo ordine (0.5-3 Ma), che rappresentano la base della stratigrafia sequenziale poiché sono risolvibili alla scala delle sezioni sismiche. Secondo VAIL *et alii* (1991) sono controllati da glacio-eustatismo, anche se possono essere influenzati dalla tettonica (CLOETINGH, 1988);

-cicli di quarto ordine (0.1-0.5 Ma), ben riconoscibili alla scala degli affioramenti, possono essere legati in parte a fattori astronomici (ad esempio, ai cicli astronomici di MILANKOVITCH) ed a complesse interazioni tra il clima, la tettonica e la sedimentazione. L'effetto dei fattori climatici, fluviali e fisiografici è stata riconosciuta da molti Autori (TRINCARDI *et alii*, 1996; CATTANEO *et alii*, 1997) e si è mostrata particolarmente utile per l'interpretazione di depositi recenti (plio-pleistocenici). Ciò ha permesso di apprezzare e stimare l'importanza di eventi deposizionali più strettamente legati a fattori ambientali, piuttosto che alle variazioni relative del livello marino.

11.3. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI CARBONATICI MARINI

11.3.1. - Introduzione

Le assunzioni derivate dal modello della stratigrafia sequenziale classica, basata su rocce silicoclastiche, non si adattano alle rocce carbonatiche, poiché il sedimento non è di origine extrabacinale, ma è prodotto *in situ* nel bacino. La produttività dei carbonati è influenzata da vari fattori, tra i quali risultano determinanti la luce, necessaria per l'azione fotosintetica, la temperatura, la quantità dei nutrienti.

Un'ulteriore differenza tra il sistema silicoclastico e quello carbonatico è dovuta al fatto che nel primo l'aggradazione è governata essenzialmente dalla quantità di sedimento introdotto, che si può deporre fino al livello del mare partendo da qualsiasi profondità. Al contrario, i sedimenti carbonatici, essendo di origine prevalentemente biogena, possono raggiungere il livello del mare solo se il margine della piattaforma carbonatica (*shelf margin*) rimane all'interno della zona fotica. Inoltre, il potenziale di crescita è differente nelle varie zone della piattaforma, essendo più elevato in corrispondenza del margine biocostruito e minore nella laguna o in altre zone.

Infine, se il sistema silicoclastico è governato da processi fisici costanti, estendibili a tutto il passato geologico, i sistemi deposizionali carbonatici risultano profondamente influenzati dall'evoluzione dagli organismi biocostruttori.

11.3.2. - Organizzazione delle sequenze dei depositi carbonatici

Apparato deposizionale di stazionamento basso (*lowstand systems tract*). Nelle piattaforme carbonatiche con margine (*rimmed shelf*), tale gruppo risulta caratterizzato da una fase di produttività drasticamente ridotta. Durante la formazione di un limite di sequenza di tipo 1, si ha infatti esposizione subaerea della piattaforma carbonatica (*shelf*) e della parte superiore del pendio e la produzione di carbonato viene arrestata. Poiché nei carbonati tendono a predominare i processi di dissoluzione chimica rispetto a quelli di erosione meccanica, possono formarsi solo limitati depositi gravitativi di materiale franato dal margine della piattaforma carbonatica.

In corrispondenza di un limite di sequenza di tipo 2, solo la piattaforma carbonatica esterna (*outer shelf*) subisce esposizione subaerea e la produzione di carbonato è fortemente ridotta, ma non interrotta.

Apparato deposizionale trasgressivo (*transgressive systems tract*). Questo gruppo è caratterizzato da geometrie retrogradazionali e da sequenze di facies di approfondimento. Spesso la fase trasgressiva è caratterizzata da sottoalimentazione e dalla deposizione di successioni condensate di emipelagiti, anche se la superficie di massima ingressione non risulta evidente come nei depositi silicoclastici (VINCENT *et alii*, 1998).

Quando il tasso di innalzamento relativo del livello marino è elevato si può assistere a retrogradazione (*backstepping*) del margine oppure, in casi limite, all'annegamento della piattaforma. Se, infatti, il potenziale di crescita della piattaforma carbonatica non riesce a bilanciare l'innalzamento relativo del livello del mare, la zona di produzione scende sotto la zona fotica e la piattaforma "annega" (SCHLAGER, 1981, 1989).

L'annegamento della piattaforma avviene in corrispondenza di una superficie detta *drowning unconformity* (SCHLAGER, 1989), facilmente riconoscibile sulle sezioni sismiche. Tale annegamento non è sempre legato a fasi eustatiche, ma può essere condizionato da particolari fattori chimici-fisico-atmosferici-oceanografici (DRZIEWIECKI & SIMO, 1997; HALLOCK & SCHLAGER, 1986; SANTANTONIO *et alii*, 1996).

Recentemente è stato proposto di usare il termine limite di sequenza di tipo 3 per le *drowning unconformity*. Esse però, pur mostrando alcune caratteristiche geometriche tipiche dei limiti di sequenza, non sono legate ad esposizione subaerea e contrastano pertanto con la definizione di limite di sequenza di VAN WAGONER *et alii*, (1988). Inoltre, secondo EMERY & MYERS (1996), le *drowning unconformity* sono principalmente controllate da fattori ambientali (variazioni di salinità ed ossigenazione, apporto silicoclastico, quantità di nutrienti, organismi predatori).

Esempi italiani di *drowning unconformity* sono stati descritti, tra gli altri, nel Cretacico del Gargano (BOSELLINI & MORSILLI, 1997) e nel Ladinico di Monte Cenera (BLENDINGER, 1986).

Apparato deposizionale di stazionamento alto (*highstand systems tract*). Questo gruppo presenta geometrie progradazionali e aggradazionali e sequenze di facies regressive (*shoaling-upward*).

I sistemi carbonatici sono caratterizzati da una massima produttività durante le fasi di stazionamento alto, dovuta alla maggiore estensione della fascia superficiale di massima produttività [fase di *highstand shedding* (DROXLER *et alii*, 1983)]. Durante tale fase quindi la piattaforma carbonatica produce materiale in eccesso rispetto a subsidenza e innalzamento eustatico, eccesso che si traduce in geometrie di aggradazione e progradazione.

Il modello di *highstand shedding* non risulta applicabile alle rampe, che sono prive di una parte superiore piatta (*flat top*), poiché in queste non si individua una zona a più elevata produttività, che decresce progressivamente con la minore penetrazione della luce.

Il sistema carbonatico lavora quindi in opposizione di fase rispetto al sistema deposizionale silicoclastico: durante la fase di stazionamento basso la produttività di materiale carbonatico è interrotta e l'erosione della piattaforma carbonatica è comunque molto limitata (per il prevalere dei processi di dissoluzione chimica e di cementazione), mentre nella fase di stazionamento alto domina il processo di *highstand shedding* che dà luogo a geometrie progradazionali ed aggradazionali, con trasporto di carbonati in acque profonde. I massimi tassi di sedimentazione bacinale vengono registrati dal sistema silicoclastico durante le glaciazioni, quando il livello del mare è basso, mentre vengono raggiunti dal sistema carbonatico nelle fasi interglaciali, quando il livello del mare è alto.

Infine, si vuole sottolineare l'importanza che riveste l'analisi biostratigrafica nel discriminare e definire le sequenze nei depositi carbonatici.

11.4. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI CONTINENTALI

La stratigrafia sequenziale è stata utilizzata in prevalenza nello studio degli ambienti marini, ed in particolare per descrivere l'assetto stratigrafico dei margini continentali passivi. Negli ultimi anni si è registrato un crescente interesse dei ricercatori intorno alla possibilità di applicare i moderni concetti della stratigrafia sequenziale ai depositi continentali. Tuttavia, esempi ben documentati di sequenze deposizionali di ambiente continentale sono, a tutt'oggi, relativamente pochi (SHANLEY & McCABE, 1994).

La possibilità di applicare con successo la stratigrafia sequenziale ai depositi continentali, richiede un'attenta valutazione dei fattori di controllo determinati, quali il livello di base e l'apporto sedimentario. Va inoltre ricordato che è necessaria grande cautela quando si utilizza la terminologia coniata per i *systems tract* marini nella descrizione di fasi o eventi deposizionali riconoscibili in ambiente continentale (MIALL, 1997). Nei sistemi continentali, il livello di base sembra rappresentare il principale fattore che controlla lo spazio di accomodamento disponibile per i sedimenti. Il livello di base nei domini continentali può assumere aspetti diversi, quali il profilo di equilibrio di un corso d'acqua per gli ambienti fluviali, la superficie libera della falda freatica per alcune successioni eoliche, o il livello della superficie dell'acqua per molti depositi lacustri, costieri o intermontani. Anche l'apporto sedimentario costituisce un fattore generalmente di non facile valutazione a causa della relativa vicinanza dell'area sorgente dei sedimenti. L'influenza del clima e della tettonica sull'apporto sedimentario sono chiaramente osservabili in molte successioni continentali. Inoltre, nei depositi continentali risulta particolarmente evidente il fatto che clima, tettonica ed eustatismo interagiscono e che ciascuno di questi fattori influenza a sua volta gli altri (MIALL, 1997). Anche se nelle fasi iniziali, i concetti della stratigrafia sequenziale sono stati applicati ad un'ampia varietà di ambienti continentali per cercare di spiegare le variazioni nella disposizione delle facies. Particolarmente interessanti sono quegli studi che hanno collegato le strutture e le geometrie fluviali di piana costiera alle variazioni relative del livello del mare registrate da successioni marine coeve. Ad esempio, alcuni Autori suggeriscono che di norma negli ambienti fluviali l'effetto di una variazione del livello di base diminuisce rapidamente procedendo dalla foce verso monte (MIALL, 1997; SHANLEY & McCABE, 1994). Ad esempio, le evidenze del record geologico del Quaternario superiore, nel caso di grandi corsi d'acqua come il Fiume Mississippi, sembra indicare che le variazioni del livello del mare influenzano processi deposizionali ed erosivi fino all'incirca 220 km a monte della foce attuale (AUTIN *et alii*, 1991). In aree più a monte assumono probabilmente maggiore importanza altri fattori legati all'area sorgente dei sedimenti, come variazioni del volume delle acque di ruscellamento superficiale e l'apporto sedimentario che sono a loro volta controllati da movimenti tettonici e variazioni climatiche (fig. 7) (BLUM, 1994; MIALL, 1997).

Altri studi in ambienti lacustri hanno mostrato che esistono significative variazioni nella geometria delle facies tra depositi di stazionamento basso e di stazionamento alto (SHANLEY & McCABE, 1994).

11.5. - CONCLUSIONI

L'indagine stratigrafico-sequenziale si è dimostrata di importanza fondamentale nello studio delle successioni sedimentarie, soprattutto perché permette di considerare i bacini come sistemi dinamici.

È stato altresì dimostrato che questa metodologia stratigrafica sfugge ancora ad una rigida formalizzazione, in quanto necessita di continui adattamenti ai diversi contesti geologici. Molti fattori complicano, infatti, i semplici schemi

originari della stratigrafia sequenziale, come la presenza di importanti depositi anche durante le fasi di caduta del livello marino, l'esistenza di fenomeni di trasferimento e ridistribuzione dei sedimenti che implicano una "tridimensionalizzazione" dell'originale modello bidimensionale, o ancora la complicazione degli eventi deposizionali quando si passa da un contesto di deposizione su margine passivo ad un margine attivo.

La forza interpretativa della stratigrafia sequenziale si rivela quindi nell'analisi di bacini a livello regionale; si deve ricordare, però, che questo metodo ha bisogno di un solido supporto geologico di base (analisi di facies e biostratigrafiche; stratigrafia sismica, analisi di dati di pozzo, di carota e delle successioni affioranti), che permetta di riconoscere gli effetti dei diversi eventi in tutte le parti del bacino, anche quando lo stesso evento si manifesta in modo differente. Si pensi, ad esempio, alla diversa risposta che può avere una variazione del livello marino al centro del bacino oppure nelle aree costiere; in caso di eventi tettonici particolari (per esempio basculamento) si potrebbero avere addirittura degli effetti in opposizione di fase.

Un altro aspetto sul quale si vuole richiamare l'attenzione è la necessità di utilizzare limiti di sequenza che siano riconoscibili sul terreno e di descrivere sempre il metodo scelto per il tracciamento dei limiti stessi.

È di importanza fondamentale, qualunque sia la superficie che si vuole considerare come limite di sequenza, essere in grado di riconoscerne l'evidenza in tutta l'area bacinale, all'interno dei profili verticali che si stanno studiando.

Si raccomanda quindi di eseguire le analisi a livello di bacino, e non su sezioni singole e di avvalersi di una notevole mole di dati geologici di base, che costituiscano i capisaldi sui quali basare l'interpretazione stratigrafica.

Pure grandissima attenzione deve venir posta, qualora si lavori su sequenze di terzo ordine, alla correttezza delle correlazioni tra sezioni non contigue. In questo caso è necessaria una forma di controllo indipendente, come, ad esempio, la biostratigrafia. Se il potere di risoluzione di quest'ultima, nel caso specifico, è inferiore alla durata della sequenza, possono sorgere gravi dubbi sulla bontà delle correlazioni e quindi sulla bontà dello schema sequenziale proposto.

La natura spiccatamente interpretativa e quindi soggettiva delle sequenze comporta una intrinseca difficoltà di usare in maniera formale (cioè standardizzata in maniera uniforme e quindi descrittiva per tutti gli operatori) questo tipo di unità.

11.6. - ESEMPI ITALIANI

Tra le numerose applicazioni dei metodi della stratigrafia sequenziale all'analisi del territorio italiano, ricordiamo l'esempio della successione triassico-giurassica inferiore delle Alpi Meridionali, nella quale vengono distinte da GAETANI *et alii* (1998) 3 megasequenze principali, soggette a controllo tettonico, che hanno una durata variabile tra i cicli di primo ordine (cicli di ingressione continentale), e quelli di secondo ordine (cicli trasgressivo-regressivi). Per quanto riguarda in particolare la successione triassica, GAETANI *et alii* (1998) distinguono 5 supersequenze (cicli di secondo ordine) di durata compresa tra 8 e 13 Ma che sembrano coincidere piuttosto bene con i supercicli del Triassico della carta di HAQ *et alii* (1988).

Questo caso però mostra anche la difficoltà di adattare un modello teorico ad un sistema dove eventi tettonici locali si sovrappongono all'eustatismo, influenzando l'organizzazione delle sequenze, dove sono presenti sia i depositi silicoclastici che quelli carbonatici e dove il controllo biostratigrafico non sempre riesce a garantire il riconoscimento dei limiti di sequenza. Vengono trattati solamente dati di superficie e si dimostra come la litostratigrafia classica, con la distinzione di formazioni, membri, gruppi, ecc., debba precedere l'interpretazione sequenziale. Questo presuppone una conoscenza approfondita della stratigrafia di una intera regione con una visione tridimensionale. Un esempio altrettanto esauriente, concernente la stratigrafia sequenziale del Triassico delle Dolomiti, è il lavoro di DE ZANCHE *et alii* (1993).

Gli esempi trattati più estesamente di seguito riguardano l'analisi sequenziale nel Cretacico-Miocene della Maiella, che comprende un interessante paragone tra i dati di terreno e l'interpretazione di sezioni sismiche sintetiche (ANSELMETTI *et alii*, 1997), e l'approccio multidisciplinare allo studio della successione pleistocenica del bacino di Crotona (RIO *et alii*, 1996). Infine, sono brevemente esposte le applicazioni dei concetti della stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione alle successioni quaternarie tirreniche ed adriatiche (TRINCARDI & FIELD, 1991; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000).

Stratigrafia sequenziale nel Cretacico-Miocene della Maiella

Estremamente interessante risulta l'esempio della Maiella, non solo per la successione sedimentaria che la caratterizza, ma anche per una particolare metodologia di studio applicata da ANSELMETTI *et alii* (1997), che mettono a confronto l'interpretazione di sezioni sismiche sintetiche con i dati di terreno.

La Montagna della Maiella rappresenta il margine di una piattaforma isolata tipo Bahamas, situata lungo il margine meridionale della Tetide mesozoica. Tale piattaforma ed il suo margine documentano l'evoluzione da una fase aggradazionale nel Cretacico ad una fase progradazionale nel Cretacico superiore-Cenozoico. Tale evoluzione risulta controllata da due fattori principali, rappresentati da variazioni di morfologia della piattaforma e da cicli tettono-eustatici di secondo ordine, che hanno interagito con la subsidenza e la produttività (BERNOULLI *et alii*, 1992).

In base ad osservazioni di terreno sono state distinte 7 supersequenze definite da superfici di discontinuità, che nelle aree prossimali sono associate ad esposizione subaerea, e da significative variazioni nella sedimentazione (VECSEI, 1991; BERNOULLI *et alii*, 1992; EBERLI *et alii*, 1993; ANSELMETTI *et alii*, 1997). La durata di tali supersequenze risulta compresa tra 7 e 21 Ma (VECSEI *et alii*, 1995) e corrisponde pertanto a cicli di secondo ordine. La seguente descrizione

delle supersequenze è basata su quanto pubblicato in ANSELMETTI *et alii* (1997) e, limitatamente, in BERNOULLI *et alii* (1992) (fig. 8):

- la supersequenza 0 è costituita da carbonati di acque basse a circolazione ristretta del Cretacico inferiore e non risulta definita inferiormente. È troncata alla sommità da una discontinuità del Cretacico medio, mentre la scarpata che la delimita verso il bacino costituisce il punto di appoggio dell'*onlap* dei sedimenti di pendio della supersequenza 1;

- la base della supersequenza 1 è definita, sulla piattaforma, da una superficie di discontinuità caratterizzata da speleotemi, brecce e depositi bauxitici, su cui si depositano carbonati peritidali, *grainstone* e biostrome a rudiste. Nel Cretacico superiore, la scarpata della piattaforma raggiunge un'altezza di 1000 m e risulta soggetta, nella sua parte sommitale, ad erosione e smantellamento. I sedimenti prodotti sulla piattaforma oltrepassano la parte superiore della scarpata e si depositano a dare un cuneo in *onlap* alla sua base. Le unità bacinali superiori risultano costituite da torbiditi carbonatiche, unità tipo "scaglia" con intercalazioni di megabrecce; queste ultime sono interpretate come apparati deposizionali di stazionamento basso di sequenze di terzo ordine;

- la supersequenza 2 è rappresentata da carbonati aggradanti, ricoperti da sedimenti progradanti che, depositandosi sulla parte superiore del pendio, suturano la precedente scarpata creando una morfologia tipo rampa. La litologia più tipica di questa unità è una sabbia bioclastica che sutura la sommità carsificata della piattaforma sottostante;

- le supersequenze 3-5, di età Paleocene-Eocene, sono costituite, in corrispondenza del pendio, da *mudstone-wackestone* pelagici, torbiditi e brecce e sono delimitate da discontinuità geometriche che coincidono con lacune controllate con metodi biostratigrafici;

- le supersequenze 3-4 sono costituite, sulla piattaforma, da corpi discontinui di brecce massive intercalati a calcari pelagici, e rappresentano il riempimento di canali incisi nella piattaforma;

- la supersequenza 5 è rappresentata, sulla piattaforma, da unità progradazionali costituite da *grainstone-packstone* bioclastici e da piccole scogliere a coralli e idrozoi;

- la supersequenza 6, di età miocenica, è costituita da sedimenti che si depositano in *onlap* sul pendio della sequenza precedente. La parte inferiore di tale supersequenza risulta costituita da due sequenze, entrambe caratterizzate da *grainstone* bioclastici alla base, successivamente ricoperti da calcari marnosi che indicano approfondimento. La parte superiore della supersequenza, costituita da calcari a *Lithothamnium* e marne, è ricoperta in *onlap* dai depositi evaporitici della Formazione Gessoso Solfifera (Messiniano).

Di estremo interesse, nel lavoro di ANSELMETTI *et alii* (1997), risulta il confronto tra queste osservazioni di terreno e le sezioni sismiche sintetiche attraverso la piattaforma della Maiella, ricavate dallo studio di 186 perforazioni, che hanno permesso la costruzione di un modello di impedenza acustica. Tale confronto sottolinea infatti la difficoltà di correlare le sequenze sismiche alle sequenze e mostra i pericoli insiti nell'interpretazione delle sequenze basandosi solo su dati sismici. Gli Autori mettono infatti in evidenza che sulle sezioni sismiche sintetiche, ad una frequenza di 20Hz, è possibile riconoscere solo 5 delle 7 supersequenze in base alle discontinuità sismiche; aumentando la frequenza, aumenta il numero delle discontinuità osservabili ed a 60 Hz sono visibili le 7 supersequenze. Lo studio delle sezioni sismiche sintetiche ha inoltre rivelato che alcune discontinuità sismiche evidenziate non esistono in affioramento, ma sono il risultato di un assottigliamento degli strati al di sotto del potere di risoluzione della sismica.

Stratigrafia sequenziale, magnetostratigrafia, biostratigrafia e stratigrafia isotopica nel Pleistocene del bacino di Crotone

Di grande interesse per l'approccio multidisciplinare e per le significative conclusioni è il lavoro di RIO *et alii* (1996), che parte dall'analisi sequenziale, magnetostratigrafica e biostratigrafica della successione pleistocenica di San Mauro nel bacino tettonicamente attivo di Crotone, per arrivare alla correlazione con gli stadi isotopici dell'ossigeno e quindi con le variazioni eustatiche del livello del mare.

La successione di San Mauro comprende alla base le argille marnose di Cutro, costituite da due unità separate da una discontinuità. L'unità inferiore (AC1, spessa ca. 40 m) è rappresentata da depositi di pendio e di piattaforma esterna, mentre quella superiore (AC2, spessa da 5 a 40 m) da sedimenti di piattaforma esterna ed interna, che registrano 5 cicli trasgressivo-regressivi di ordine maggiore.

La parte superiore della successione è costituita dalla molassa di San Mauro, rappresentata da sedimenti da marini di piattaforma fino a continentali, che documentano il riempimento del Bacino di Crotone prima del sollevamento regionale nel Pleistocene superiore. La molassa di San Mauro (spessa più di 200 m), suddivisa in 3 unità (SM1, SM2 e SM3), viene interpretata come una sequenza di terzo ordine. L'unità SM1, rappresentata da corpi arenacei progradanti ricchi in elementi faunistici di acque fredde (boreali), è definita alla base da un brusco spostamento verso il bacino delle facies nelle zone prossimali o intermedie. Essa pertanto rappresenta l'apparato deposizionale di stazionamento basso e mostra al suo interno una serie di oscillazioni minori legate a variazioni nel rapporto accomodamento/apporto terrigeno. L'unità SM2 è costituita da due livelli di *mudstone* con foraminiferi bentonici, che testimoniano un discreto approfondimento rispetto all'unità precedente, separati da un intervallo siltoso-sabbioso regressivo (fig. 9); essa rappresenta l'apparato deposizionale trasgressivo. Infine l'unità SM3 è caratterizzata da depositi marini marginali e fluviali con geometria progradazionale, che testimoniano una progressiva diminuzione del rapporto accomodamento/apporto terrigeno e rappresentano l'apparato deposizionale di stazionamento alto. All'interno di tale unità vengono

distinti 5 cicli trasgressivo-regressivi, il primo dei quali contiene due livelli di ceneri vulcaniche (“*Parmenide Ash*” e “*Pitagora Ash*”; MASSARI *et alii*, 2000).

Lo studio magnetostratigrafico della successione di San Mauro, calibrato da una biostratigrafia a nannofossili calcarei ad alta risoluzione, ha permesso di correlare i cicli trasgressivo-regressivi di ordine maggiore con la stratigrafia degli isotopi dell’ossigeno del sito ODP 677. Le variazioni del livello del mare dedotte dall’analisi sequenziale sembrano coincidere infatti con le variazioni eustatiche globali registrate dalla stratigrafia isotopica; in particolare, i cicli trasgressivo-regressivi riconosciuti all’interno delle unità AC2, SM1 e SM2 coincidono con le oscillazioni eustatiche corrispondenti agli stadi 33-19 della stratigrafia standard degli isotopi dell’ossigeno. Inoltre, l’improvviso cambiamento di facies alla base dell’unità SM1, ricca in molluschi di acque fredde, è correlabile all’intervallo glaciale (stadi isotopici 24 e 22) del Pleistocene medio.

Con questo studio multidisciplinare, RIO *et alii* (1996) hanno dimostrato che, se l’organizzazione deposizionale a grande scala (sequenze di terzo ordine) della successione di San Mauro è fortemente influenzata dalla tettonica, i cicli trasgressivo-regressivi ad alta frequenza riconosciuti all’interno delle unità AC2, SM1 e SM2 sono correlabili alle oscillazioni eustatiche registrate dalla stratigrafia degli isotopi dell’ossigeno.

Anche in un contesto marginale, a deposizione silicoclastica e tettonicamente attivo, risulta quindi possibile riconoscere le oscillazioni eustatiche ad alta frequenza che caratterizzano il Pleistocene.

Stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione nelle successioni quaternarie tirreniche ed adriatiche

Ricordiamo, infine, tra i numerosi lavori che mostrano una crescente attenzione nei confronti della stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione, lo studio di TRINCARDI & FIELD, 1991, sulle successioni quaternarie della piattaforma continentale tirrenica tra Sorrento e Palinuro.

Questo lavoro discute i meccanismi di formazione e preservazione dei depositi regressivi legati alla ciclicità ad alta frequenza (superiore al terzo ordine). Gli Autori descrivono i depositi a geometria progradazionale, che possono essere messi in relazione all’ultimo stadio di stazionamento basso del livello relativo del mare. La geometria di tali depositi è in relazione alle condizioni fisiografiche dell’area di deposizione; in particolare la piattaforma tirrenica mostra numerose irregolarità morfologiche, che influenzano geometrie e spessori dei depositi lungo il profilo della piattaforma stessa e preserva i depositi all’interno di cavità dalla futura erosione. Superiormente i depositi sono delimitati da una superficie erosiva, formatasi in parte durante la trasgressione, in parte durante la precedente erosione subacquea. La presenza di altri depositi progradanti sul margine esterno della piattaforma, delimitati da superfici erosive correlabili con quelle a letto e a tetto dei depositi più prossimali, mostra che questi ultimi si sono formati prima dello stazionamento basso e rappresentano perciò la fase di caduta del ciclo deposizionale (fig. 10).

TRINCARDI & CORREGGIARI (2000) hanno mostrato che nelle successioni quaternarie dell’Adriatico centrale i dati sismici e sedimentologici indicano la presenza di un sistema deposizionale, composto da quattro *systems tract* progradanti, alla cui sommità si trova una superficie di erosione regionale. La geometria dei riflettori mostra che ogni unità si è deposta nell’intervallo tra l’*highstand* e la caduta relativa del livello marino (che si manifesta come abbassamento della linea di costa, quindi come “regressione erosiva”). I limiti di sequenza risultano difficili da collocare perché la progradazione è caratterizzata da un *continuum* deposizionale. L’analisi di facies assieme ai dati stratigrafici mostra come le quattro unità si siano formate in risposta ad una ciclicità di quarto ordine (100-120 ka). Tali unità formano a loro volta una sequenza a carattere aggradazionale-retrogradazionale che registra variazioni relative del livello marino di ampiezza maggiore, le quali riflettono probabilmente un fenomeno di subsidenza regionale.

Questa ciclicità composita sarebbe alla base della formazione e preservazione dei depositi di “regressione erosiva” qui come su altri margini continentali, e tale meccanismo potrebbe essersi verificato anche nel caso di successioni più vecchie.

BIBLIOGRAFIA

- AINSWORTH R.B. & PATTISON S.A.J. (1994) - *Where have all the lowstands gone? Evidence for attached lowstand systems tracts in the Western Interior of North America*. *Geology*, **22**: 415-418.
- ANSELMETTI F.S., EBERLI G.P. & BERNOULLI D. (1997) - *Seismic Modelling of a carbonate Platform Margin (Montagna della Maiella, Italy): Variations in Seismic facies and Implications for Sequence Stratigraphy*. In PALAZ I. & MARFURT K.J. (Eds.): *Carbonate Seismology*, SEG Geophysical Development Series, **6**: 373-406.
- AUTIN W., BURNS S.F., MILLER B.J., SAUCIER R.T. & SNEAD J.I. (1991) - *Quaternary geology of the Lower Mississippi valley in*: R.B. MORRISON (Ed.), *The Geology of North America*, v. K-2, Quaternary nonglacial geology, conterminus U.S., Geological Society of America: 547-581.
- BARREL J. (1917) - *Rhythms and the measurements of geological time*. *Geological Society of America Bull.*, **28**: 745-904.
- BERNOULLI D., EBERLI G.P., PIGNATTI J.S., SANDERS D. & VECSEI A. (1992) - *Sequence Stratigraphy of Montagna della Maiella. Quinto Simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche*. *Paleobentos V*, libro-guida delle escursioni. Univ. La Sapienza, Roma: 85-109.

- BLENDINGER W. (1986) - *Isolated stationary carbonate platforms: the Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy*. *Sedimentology*, **33**: 159-183.
- BLUM M.D. (1994) - *Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas*. In WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (Eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. AAPG Mem., **58**: 259-283.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Scienze della Terra, UTET: pp. 395.
- BOSELLINI A. & MORSILLI M. (1997) - *A Lower Cretaceous drowning unconformity on the eastern flank of the Apulia Platform (Gargano Promontory, southern Italy)*. *Cretaceous Research*, **18**: 51-61.
- BROWN L.F. & FISHER W.L. (1977) - *Seismic stratigraphy interpretation of depositional systems: example from Brazil rift and pull-apart basins*. AAPG Mem. **26**: 213-248.
- CARTER R.M. (1998) - *Two models: global sea-level change and sequence stratigraphic architecture*. *Sedimentary Geology*, **122**: 23-36.
- CARTER R.M., ABBOTT S.T., FULTHORPE C.S., HAYWICK D.W. & HENDERSON R.A. (1991) - *Application of global sea-level and sequence stratigraphic models in southern hemisphere Neogene strata from New Zealand*. In: MACDONALD D.I.M. (Ed.), *Sedimentation, Tectonic and Eustasy*. Spec. Publ. Assoc. Sedimentol. **12**: 41-65.
- CASTRADORI D. (1993) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in Eastern Mediterranean deep-sea cores*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **99**: 107-126.
- CATTANEO A., TRINCARDI F. & ASIOLI A. (1997) - *Shelf sediment dispersal in the late-Quaternary transgressive record around the Tremeiti High (Adriatic Sea)*. *Giornale di Geologia*, **59**: 217-244.
- CLOETINGH S.A.P.L. (1988) - *Intraplate stress: A tectonic cause for third order cycles in apparent sea level*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): *Sea-level changes - an integrated approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 19-29.
- CURRAY J.R. (1964) - *Transgression and regressions*: In: R.L. MILLER (Ed.) *Papers in marine Geology*: 175-203.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P. & MIETTO P. (1993) - *Triassic Sequence Stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Mem. Sci. Geol.* **43**: 1-27, Padova.
- DROXLER A.W., SCHLAGER W. & WHALLON C.C. (1983) - *Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze*. *Geology*, **11**: 235-239.
- DRZIEWIECKI P.A. & SIMO J.A. (1997) - *Carbonate platform drowning and oceanic anoxic events on a mid-Cretaceous carbonate platform, south-central Pyrenees, Spain*. *Journ. Sedim. Res.*, **67**: 698-714.
- EBERLI G.P., BERNOULLI D., SANDERS D. & VECSEI A. (1993) - *From aggradation to progradation: the Maiella platform, Abruzzi, Italy*. In SIMO J.T., SCOTT R.W. & MASSE J.-P. (Eds.): *Cretaceous carbonate platforms*. AAPG Mem., **56**: 213-232.
- EMERY D. & MYERS K.J. (1996) - *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science. pp. 291.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOUL F. & GARZANTI E. (1998) - *Multiorde Sequence Stratigraphy in the Triassic System of the Western Southern Alps. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Spec. Publ. - SEPM, **60**: 701-717.
- GALLOWAY W.E. (1989) - *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units*. AAPG Bull., **73**: 125-142.
- GENSOUS B. & TESSON M. (1996) - *Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhone continental shelf*. *Sedimentary Geology*, **105**: 183-190.
- GOLDHAMMER R.K., OSWALD E.J. & DUNN P.A. (1991) - *High frequency glacio-eustatic cyclicity in the Middle Pennsylvanian of the Paradox Basin: an evaluation of Milankovitch forcing*. *Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei (Italy)*, Abstract Volume: 91.
- HALLOCK P. & SCHLAGER W. (1986) - *Nutrient Excess and the Demise of Coral Reefs and Carbonate Platforms*. *Palaeos*, **1**: 389-398.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea level change*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER (J.C. Eds.): *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 40-45.
- HARDIE L.A., BOSELLINI A. & GOLDHAMMER R.K. 1986 - *Repeated subaerial exposures of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 10⁴ year scale*. *Paleoceanography*, **1**: 447-457.
- HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G. (1994) - *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*. *Sedimentary Geology*, **92**: 31-52.
- HUNT D. & TUCKER M.E. (1992) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall*. *Sedimentary Geology*, **81**: 1-9.
- JERVEY M.T. (1988) - *Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 47-69.

- KOLLA V., POSAMENTIER H.W. & EICHENSEER H. (1995) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-discussion*. *Sedimentary Geology*, **95**: 139-145.
- MASSARI F., RIO D., CAPRARO L., FORNACIARI E. & SGAVETTI M. (2000) - *The Middle Pleistocene of the Croton Basin*. Excursion n. 2. INQUA 2000 Meeting (Bari) 25-29 September 2000. pp. 38.
- MIALL A.D. (1997) - *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer - Verlag, pp. 433.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S., III, (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: *Seismic Stratigraphy – application to hydrocarbon exploration* (C.E. PAYTON Ed.). AAPG Mem., **26**: 53-62.
- MITCHUM R.M. & VAN WAGONER J.C. (1991) - *High frequency sequence and their stacking pattern: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles*. *Sedimentary Geology*, **70**: 135-144.
- MORTON R.A. & SUTER J.R. (1996) - *Sequence stratigraphy and composition of Late Quaternary shelf-margin deltas, Northern Gulf of Mexico*. AAPG Bull., **80**: 505-530.
- MUTO T. & STELLE R.J. (1997) - *Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply*. *Journal of Sedimentary Research*, **67** (6): 994-1000.
- NAISH T. & KAMP P.J.J. (1997) - *Sequence stratigraphy of sixth-order (41 k.y.) Pliocene-Pleistocene cyclothems, Wanganui basin, New Zealand: a case for the regressive systems tract*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **109** (8): 978-999.
- PITMAN III W.C. (1978) - *Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**: 1389-1403.
- PLINT A.G. (1991) - *High-frequency relative sea-level oscillations in the Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for glacio-eustatic control?* *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.*, **12**: 409-428.
- PLINT A.G. (1996) - *Marine and non-marine systems tract in fourth-order sequences in the Early-Middle Cenomanian, Dunvegan Alloformation, northeastern British Columbia, Canada*. *Geological Society Spec. Publ.*, **104**: 159-191.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1999) - *Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications*. *SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology* **7**: pp. 210.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN H.W., JAMES D.P. & TESSON, M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and sequence stratigraphic significance*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **76**: 1687-1709.
- POSAMENTIER H.W. & WEIMER P. (1993) - *Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum geology: where from here?* *AAPG Bull.*, **77**: 731-742.
- RAFFI I., BACKMAN J., RIO D. & SHACKLETON N.J. (1993) - *Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677*. *Paleoceanography*, **8**: 387-408.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In: *Proc. of the Ocean Drilling Program Sci. Res.*, **107**: 513-533.
- RIO D., CHANNELL J.E.T., MASSARI F., POLI M.S., SGAVETTI M., D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. (1996) - *Reading Pleistocene eustasy in a tectonically active siliciclastic shelf setting (Crotone peninsula, Southern Italy)*. *Geology*, **24**, 8: 743-746.
- SACCHI M., HORVÁTH F. & MAGYARI O. (1999) - *Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian basin, Hungary* in: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F. & SÉRANNE M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, *Spec. Publ.*, **156**: 357-390.
- SANTANTONIO M., GALLUZZO F. & GILL G. (1996) - *Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts, Central Apennines (Italy). Geological implications*. *Palaeopelagos*, **6**: 123-169.
- SCHLAGER W. (1981) - *The paradox of drowned reefs and carbonate platforms*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **92**, 197-211.
- SCHLAGER W. (1989) - *Drowning unconformities on carbonate platforms*. In CREVELLO P.D., WILSON J.L., SARG J.F. & READ J.F. (Eds): *Controls on carbonate platforms and basin development*. *Spec. Publ. - SEPM*, **44**: 15-25.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP site 677*. *Royal Society of Edinburgh Transactions. Earth Sciences*, **81**: 251-261.
- SHANLEY K.W. & McCABE P.J. (1994) - *Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata*. *AAPG Bull.*, **78**: 544-568.
- SLOSS L.L. (1962) - *Stratigraphic models in exploration*. *AAPG Bull.*, **46**: 1050-1057.
- SLOSS L.L. (1963) - *Sequence in the cratonic interior of North America*. *AAPG Bull.*, **74**: 93-113.
- SUESS E. (1906) - *The face of the Earth*. Oxford Univ. Press. pp. 556.
- TESSON M., ALLEN G.P. & RAVENNE C. (1993) - *Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhone continental shelf*. In: POSAMENTIER H.W., SUMMERHAYES C.P., HAQ B.U. & ALLEN G.P. (Eds.), *Sequence stratigraphy and facies associations*. *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.*, **14**: 189-225.

- TRINCARDI F. & CORREGGIARI A. (2000) - *Quaternary forced regression deposits in the Adriatic Basin and the record of composite sea-level cycles*. In: Sedimentary responses to forced regressions. HUNT D. & GAWTHORPE R.L. (Eds.), Geological Society Spec. Publ., **172**: 245-269.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy*. J. Sedim. Petrol., **61**: 775-790.
- TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996) - *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the Central Adriatic basin and the record of short-term climatic events*. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 39-64.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLEID W.G. (1977) - *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level*. In C.E. PAYTON (Ed.): *Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem., **26**: 49-212.
- VAIL P.R., HARDENBOL J. & TODD R.G. (1984) - *Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy*. In: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Exploration*. SCHLEE J.S. (Ed.). AAPG Merm., **33**: 129-144.
- VAIL P.R., AUDEMART F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & VERA CRUZ G. (1991) - *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentation: an overview*. In EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. (Eds.): *Cyclic Stratigraphy*. Springer-Verlag: 617-659.
- VAN WAGONER J.C. (1985) - *Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change*. SEMP Mid-Year Meeting (abstract and poster session), Golden, Colorado, 1985.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.S., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. (1988) - *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 47-69.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. (1990) - *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. AAPG Method in Exploration Series, **7**, pp. 55.
- VECSEI A. (1991) - *Aggradation und Progradation eines Karbonatplattform-Randes: Kreide bis Mittleres Tertiär der Montagna della Maiella, Abruzzen*. Mitt. Geol. Inst. Univ. ETH Zurich N.F., **294**: pp. 170 + Appendices.
- VECSEI A., SANDERS D.G.K., BERNOULLI D., EBERLI G.P. & PIGNATTI J.S. (1995) - *Sequence stratigraphy and evolution of the Maiella carbonate platform margin, Cretaceous to Miocene, Italy*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **57**.
- VINCENT S.J., MACDONALD D.I.M. & GUTTERIDGE P. (1998) - *Sequence Stratigraphy*. In DOYLE P. & BENNET M.R. (Eds.): *Unlocking the Stratigraphical Record*. John Wiley & Sons: 299-350.

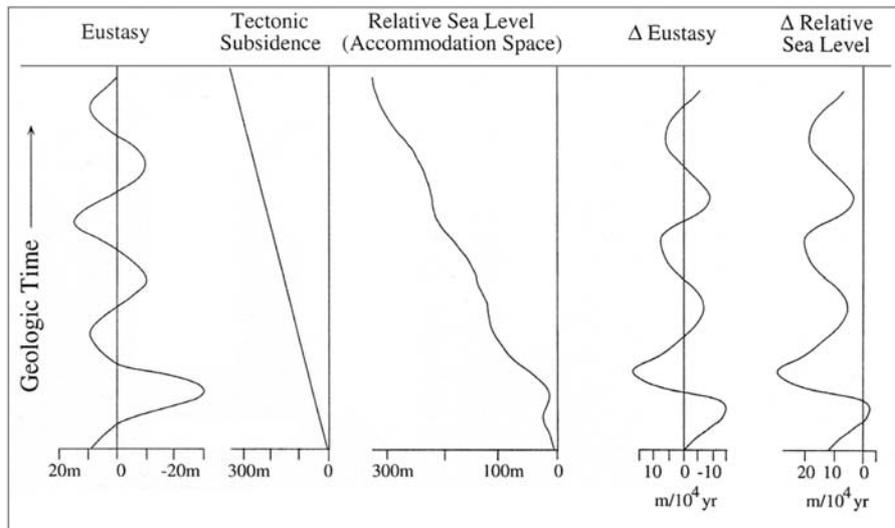


Fig. 1 - Rapporti tra spazio di accomodamento e altri fattori di controllo (da SHANLEY & McCABE, 1994).

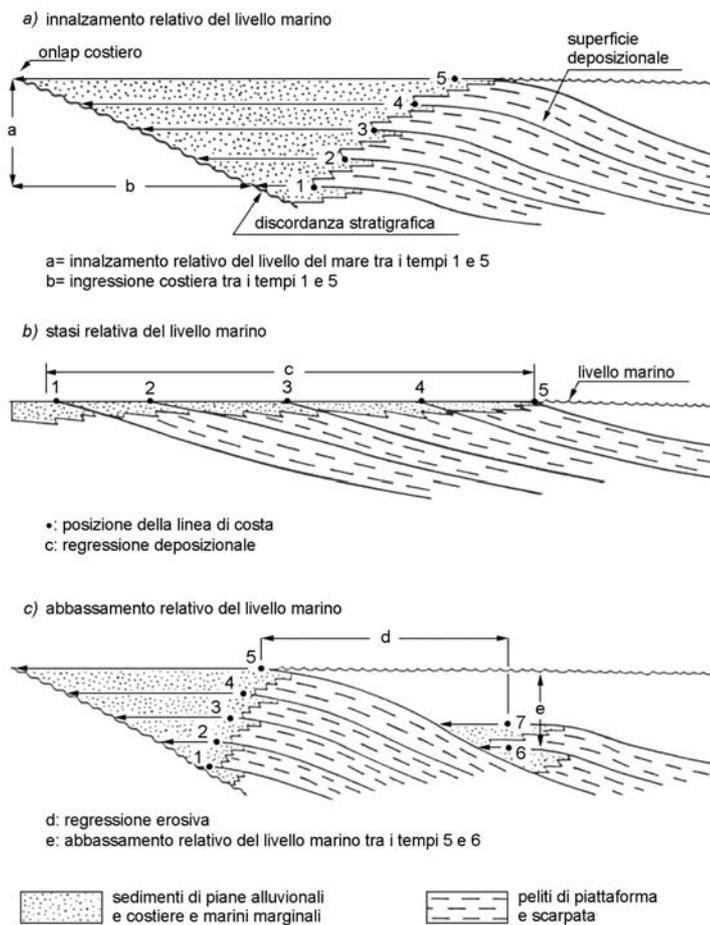


Fig. 2 - Esempi ideali di relazioni deposizionali prodotte da innalzamento, stasi e abbassamento relativo del livello del mare, ispirati agli schemi di VAIL *et alii*, (1977).

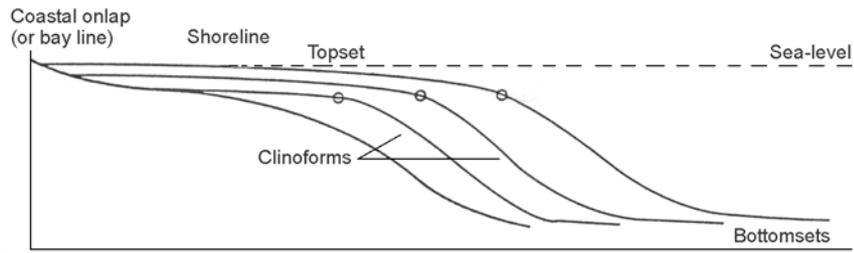


Fig. 3 - Tipico profilo di un'unità di margine bacinale progradante (da EMERY & MYERS, 1996).

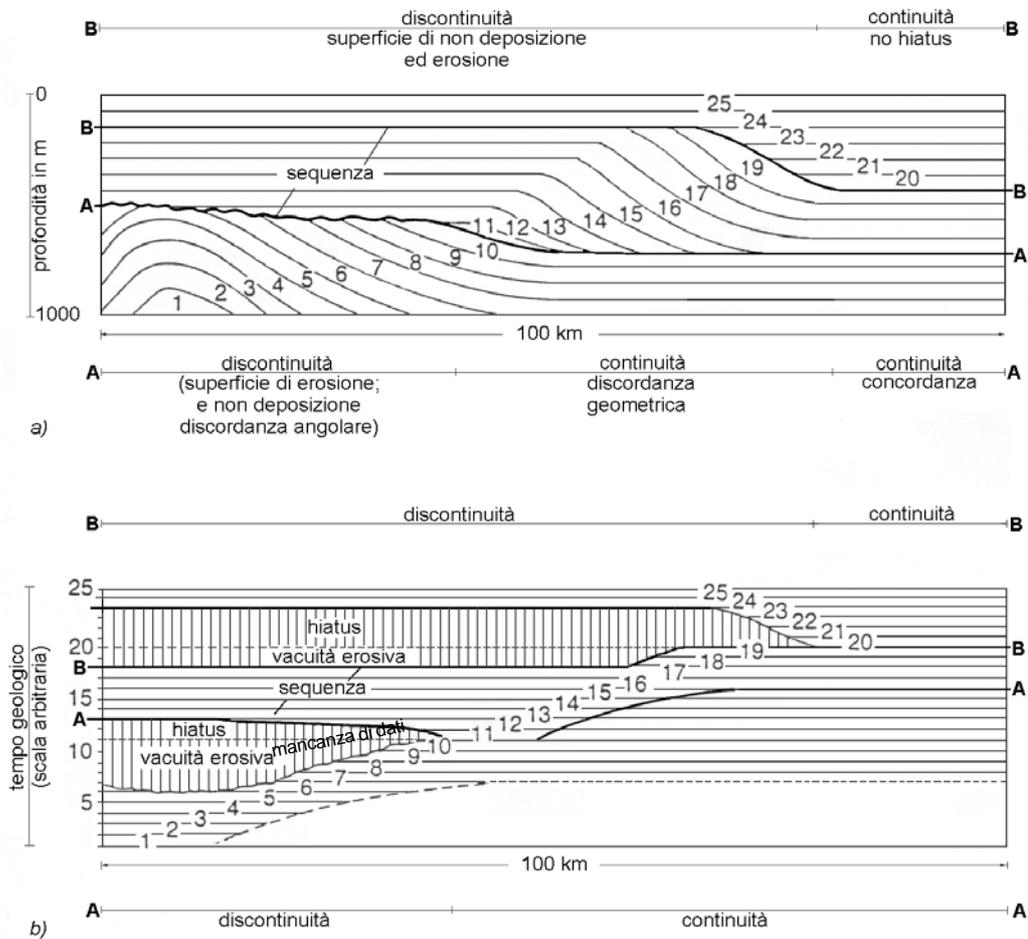
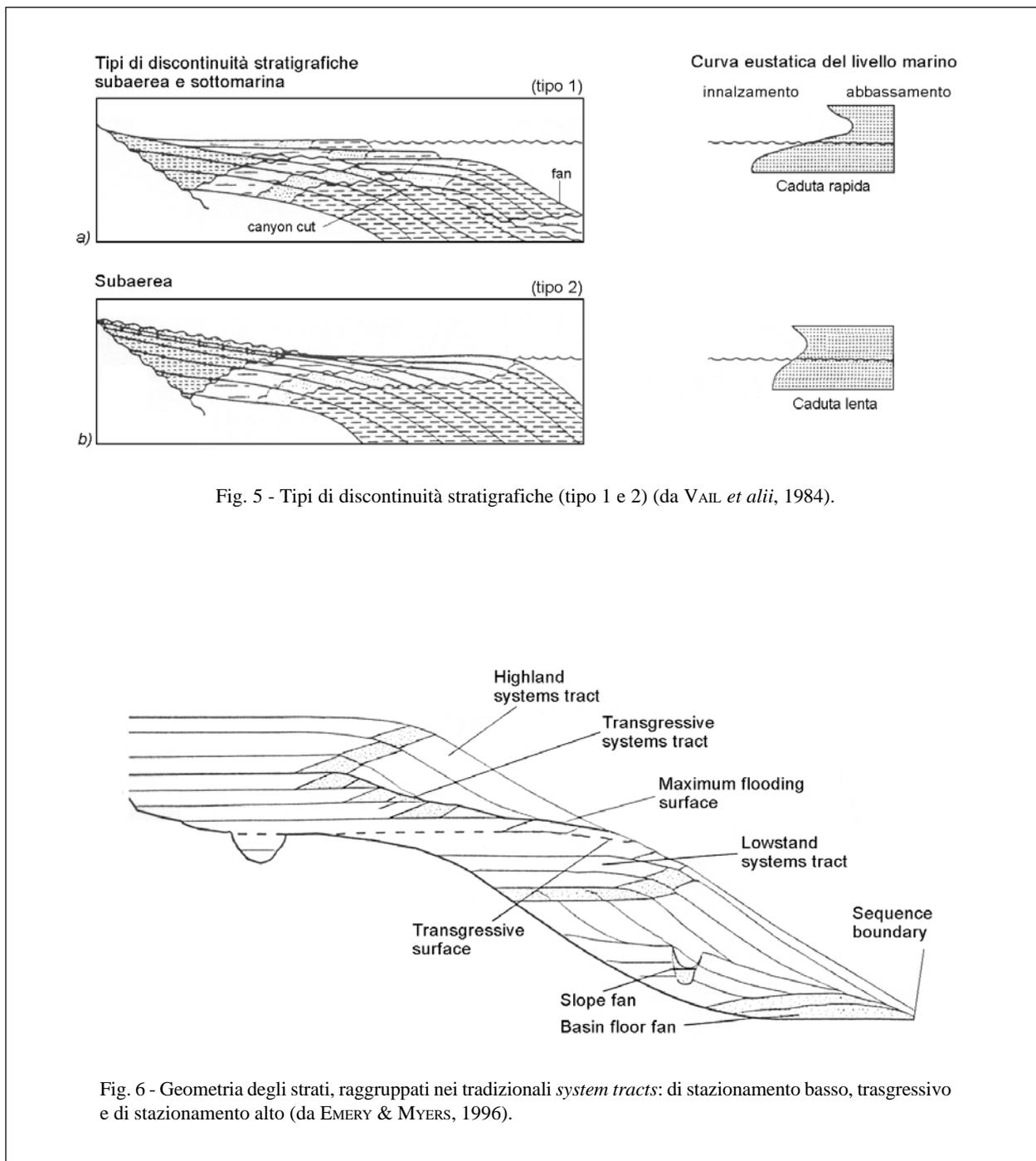


Fig. 4 - Visualizzazione dei concetti fondamentali relativi alle sequenze. Gli schemi in (a) e (b) mostrano come una sequenza sia un corpo sedimentario costituito da strati geneticamente legati e delimitato al tetto e alla base da superfici di discontinuità stratigrafica (A e B), che passano lateralmente, verso il bacino, a superfici di continuità stratigrafica (modificato da VAIL *et alii*, 1977).



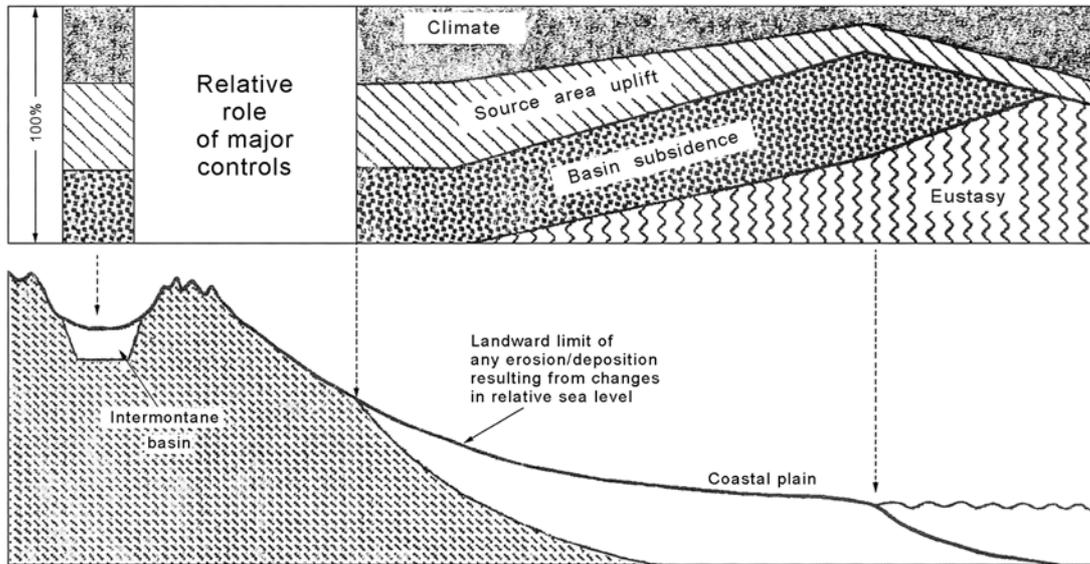


Fig. 7 - Principali fattori di controllo sulla evoluzione, distribuzione ed architettura stratigrafica delle sequenze deposizionali marine e continentali (da SHANLEY & MC CABE, 1994).

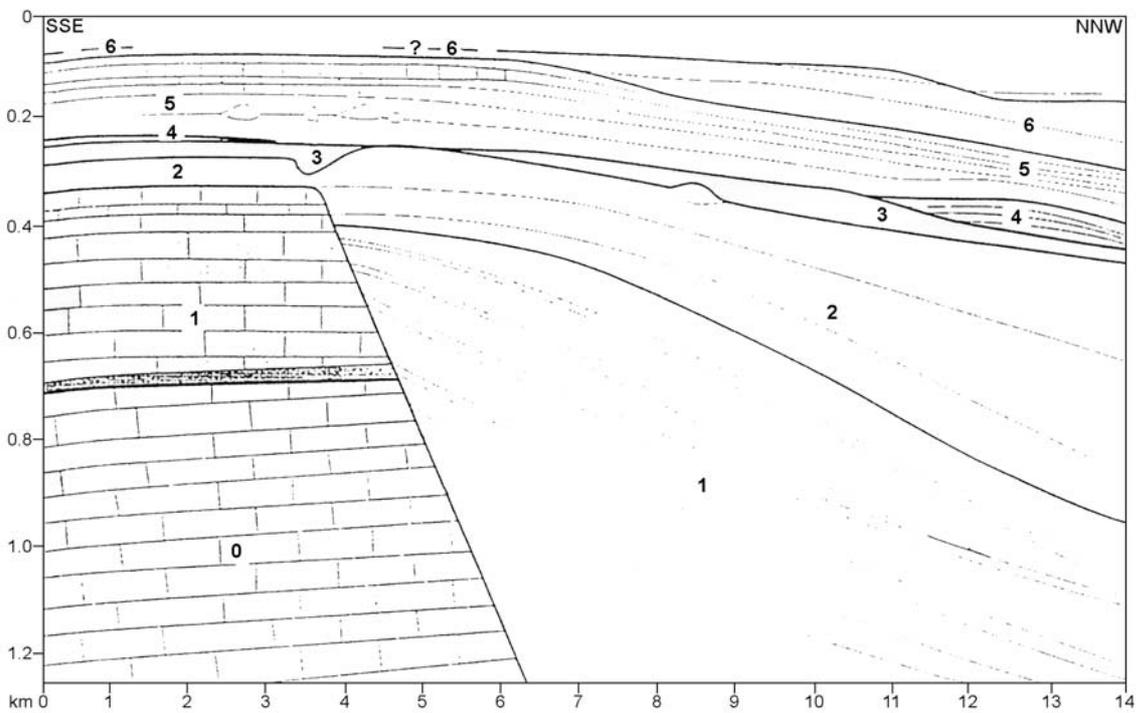


Fig. 8 - Sezione schematica della piattaforma carbonatica della Maiella. Si possono distinguere 7 supersequenze di secondo ordine (0-6) (da ANSELMETTI *et alii*, 1997).

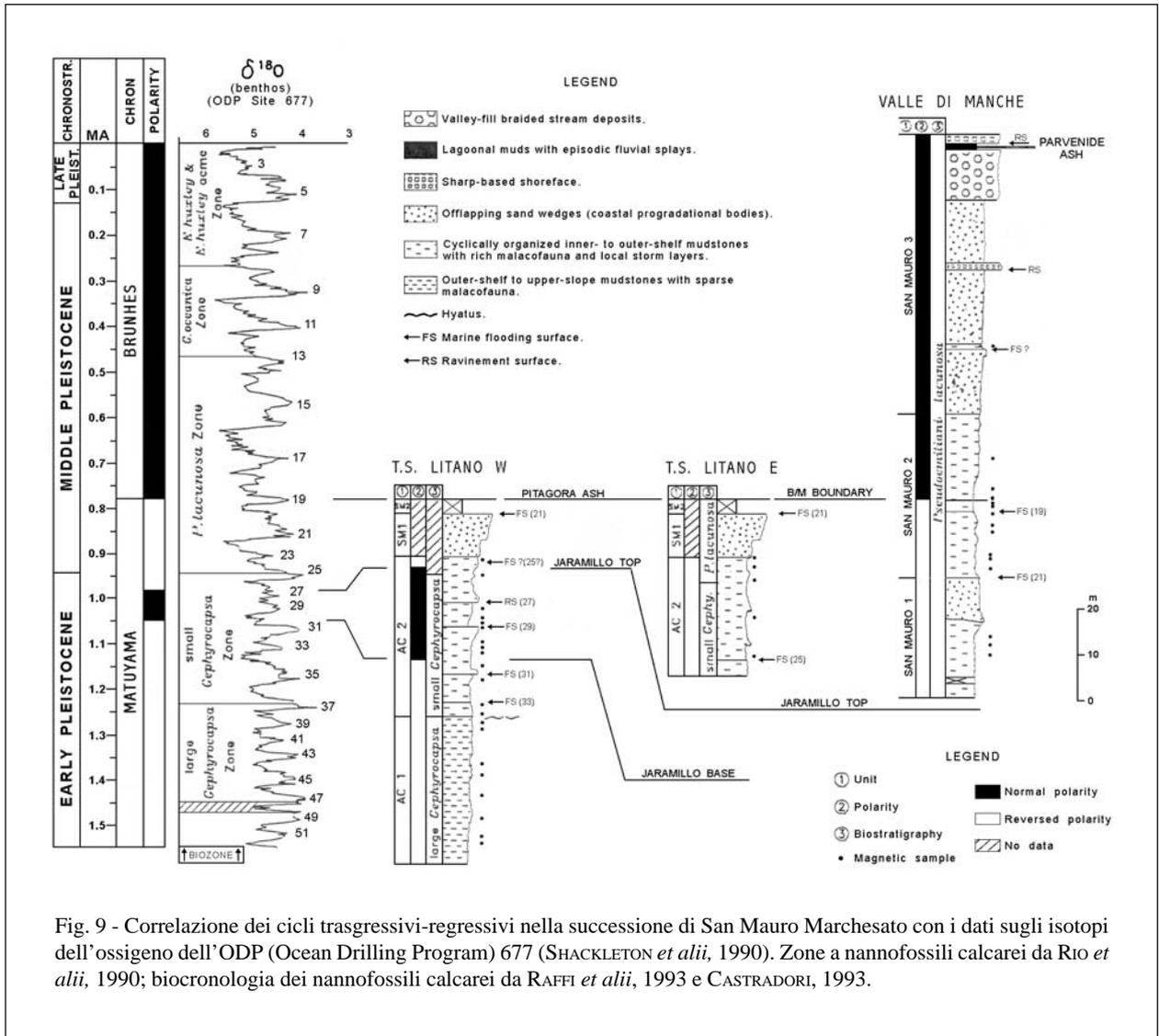


Fig. 9 - Correlazione dei cicli trasgressivi-regressivi nella successione di San Mauro Marchesato con i dati sugli isotopi dell'ossigeno dell'ODP (Ocean Drilling Program) 677 (SHACKLETON *et alii*, 1990). Zone a nanfossili calcarei da Rio *et alii*, 1990; biocronologia dei nanfossili calcarei da RAFFI *et alii*, 1993 e CASTRADORI, 1993.

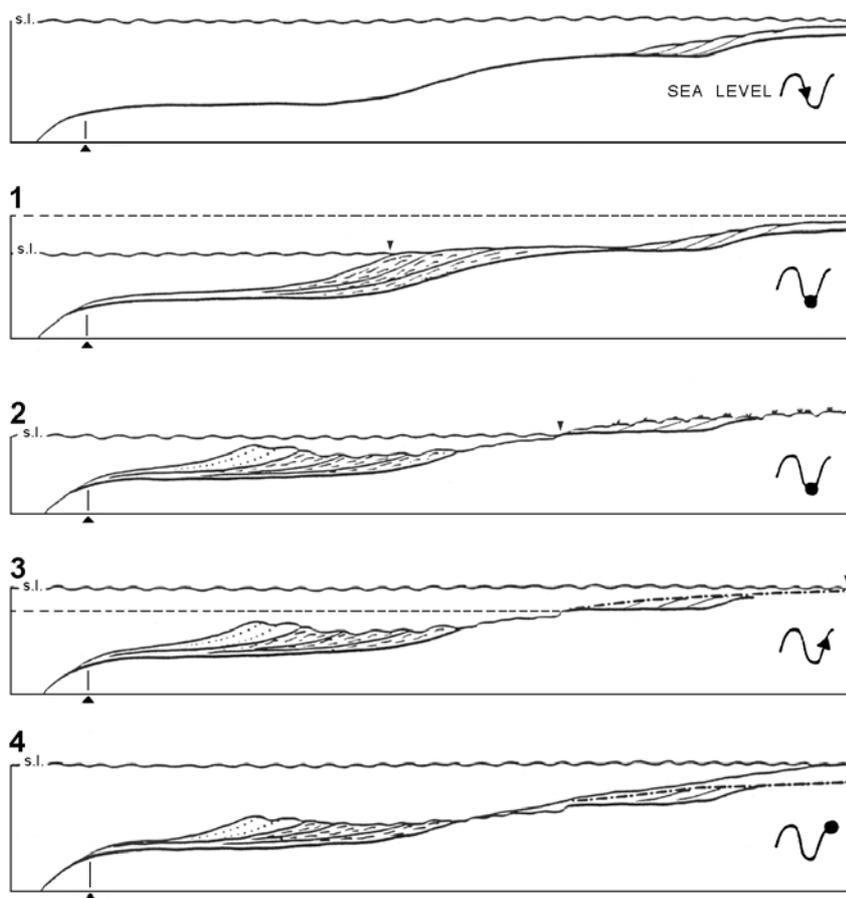


Fig. 10 - Schema di formazione (durante la caduta del livello marino) e preservazione (durante la risalita del livello marino) di depositi isolati in zone morfologicamente depresse della piattaforma esterna (da TRINCARDI & FIELD, 1991).

12. - STRATIGRAFIA CHIMICA

12.1. - INTRODUZIONE

La stratigrafia chimica nasce dall'applicazione delle metodologie della geochemica alla stratigrafia e si occupa dello studio delle variazioni nel tempo della composizione chimica delle rocce sedimentarie.

La stratigrafia chimica si basa sul presupposto che l'acqua, marina o lacustre, ha subito nel corso dei tempi geologici delle variazioni fisico-chimiche che sono state registrate dalle rocce sedimentarie sia a livello della loro composizione in elementi minori, in elementi maggiori composti o in elementi in tracce, sia nei rapporti isotopici di alcuni dei composti chimici che le costituiscono.

La stratigrafia chimica ha avuto inizio con i lavori di ARRHENIUS (1952), che ha notato un apparente sincronismo nelle fluttuazioni della percentuale di CaCO₃ in due carote prelevate in corrispondenza della dorsale del Pacifico orientale e con quelli di EMILLANI (1955) che ha messo in evidenza la possibilità di distinguere diversi stadi isotopici partendo dalle curve di variazione del δ¹⁸O riscontrate nelle carote campionate nell'Atlantico settentrionale e nei Caraibi.

Le crociere DSDP dei primi anni '70 (Leg 13), durante le quali sono stati ottenuti carotaggi continui, hanno rappresentato una fase cruciale nello sviluppo della stratigrafia chimica, permettendone l'applicazione a successioni pelagiche continue con basso effetto diagenetico. Questi lavori pionieristici erano basati principalmente su analisi su roccia totale; essi inoltre tendevano a sopravvalutare l'effetto diagenetico che poteva oscurare o perturbare il segnale geochemico originario. In questi primi anni, uno dei risultati di importanza fondamentale è consistito nel riconoscimento – e nella distinzione – di cicli, eventi e variazioni a lungo termine (trend climatici) (SAVIN & DOUGLAS, 1973; SAVIN *et alii*, 1975). Il progredire della disciplina ha avuto una rapida ascesa negli anni 80, quando si è imposta come metodo di correlazione indipendente per calibrare le scale bio- e magnetostratigrafiche, nonché come metodo di datazione relativa. Fino agli anni '80 infatti, la datazione sui sedimenti era basata principalmente sulla biostratigrafia e radiocronologia, la cui utilizzazione congiunta serviva anche per la calibrazione della scala magnetostratigrafica. I limiti della biostratigrafia da un lato (lacune, diagenesi, rimaneggiamento, controllo ambientale/climatico) e quelli della magnetostratigrafia dall'altro (eventi di polarità non univoci, preservazione del segnale magnetico) hanno però messo in evidenza l'importanza della stratigrafia chimica come metodo di correlazione indipendente. Inoltre, a partire dagli anni '80, la stratigrafia chimica ha esplorato nuovi campi d'indagine (isotopi stabili del C, Sr e S, elementi in traccia, anomalie in Ir, ecc.), oltre ad approfondire le ricerche sugli isotopi dell'ossigeno e sulle oscillazioni del tenore in CaCO₃ dei sedimenti pelagici.

Degna di nota è l'importanza fondamentale che tale disciplina ha avuto nello studio e nella datazione e correlazione delle carote di ghiaccio, uno degli ultimi campi di ricerca avanzata (e.g. PETIT *et alii*, 1999). In particolare, le curve isotopiche nelle carote di ghiaccio (δ¹⁸O ice) sono modulate principalmente dalla temperatura di condensazione della neve e quindi non sono direttamente confrontabili con quelle derivate dalle carote oceaniche. Una correlazione più diretta viene fatta usando le curve isotopiche desunte da analisi sui gas atmosferici contenuti nei ghiacci (δ¹⁸O atm), supposti in equilibrio con la composizione isotopica delle acque oceaniche (se si esclude il "Dole effect", MALAIZE *et alii*, 1999) e quindi confrontabili con la stratigrafia isotopica marina. I cicli climatici osservabili nelle curve isotopiche "ice" sono anch'essi, in prima approssimazione, confrontabili con quelli desunti dai sedimenti oceanici, come anche provato dalle medesime frequenze astronomiche (e.g. BLUNIER & BROOK, 2001; BENDER, 2002).

Si ritiene infine utile sottolineare che gli studi chemiostratigrafici sono stati principalmente rivolti all'analisi delle facies pelagiche che presentano il grande vantaggio di contenere faune con ridotto frazionamento biologico (prevalentemente foraminiferi e nannoplancton), di essere caratterizzati da una mineralogia omogenea (calcite a basso tenore in Mg) e da una diagenesi limitata ed in ogni caso controllata dalle acque marine. Al contrario le facies di piattaforma presentano una mineralogia molto più complessa (calcite, dolomite, aragonite, calcite magnesiacca), faune più diversificate e soggette a diagenesi precoce controllata anche dalle acque continentali.

Per quanto riguarda i rapporti tra la stratigrafia chimica e la litostratigrafia, è opportuno sottolineare che esse sono strettamente affini, poiché i grandi cambiamenti litologici sono spesso accompagnati da variazioni negli scambi tra i principali serbatoi geochemici.

12.2. - DEFINIZIONI

Valori assoluti. I dati geochemici (ad esempio gli elementi in traccia) possono essere espressi in tenori o concentrazioni assoluti, espressi come ppm (parti per milione o mg/Kg) o ppb (parti per miliardo o ng/Kg).

Standard di riferimento. I dati geochemici (ad esempio gli isotopi stabili e le terre rare) possono essere espressi rispetto ad uno standard di riferimento. In particolare, i rapporti isotopici sono espressi in parti per mille e sono rappresentati dal simbolo δ seguito da una formula, che nel caso degli isotopi dell'ossigeno è la seguente:

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left(\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{campione}} - \left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{standard}} \right) / \left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{standard}} \right\} \times 1000$$

In pratica, se un carbonato presenta un $\delta^{18}\text{O}$ del 2 ‰ significa che la CO_2 che lo costituisce risulta arricchita di due parti per mille in ^{18}O rispetto alla CO_2 dello standard.

Gli standard più utilizzati sono:

PDB (rapporto isotopico misurato in un rostro di *Belemnitella americana* della Peedee Formation del Cretacico della Carolina meridionale, USA), rispetto al quale vengono espressi i rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio dei carbonati.

SMOW (Standard Mean Ocean Water), composizione isotopica media delle acque oceaniche attuali, rispetto al quale vengono espressi i rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio misurati nelle acque.

NBS 987 (carbonato di stronzio), rispetto al quale vengono misurati i rapporti isotopici dello stronzio dei carbonati e dei fosfati.

MSS (Modern Seawater Strontium), rapporto isotopico dello stronzio negli oceani attuali, pari a 0.709175.

NIST 987 (prima SRM 987), standard comunemente utilizzato per il rapporto isotopico dello stronzio, pari a 0.710248.

CDT [troilite (FeS) proveniente dalla meteorite di Canyon Diablo], rispetto al quale vengono espressi i rapporti isotopici dello zolfo.

NASC (North American Shales Composite), esprime l'abbondanza in terre rare nella crosta continentale; rispetto al NASC vengono espressi i tenori in terre rare delle rocce sedimentarie.

Senso, ampiezza e velocità di variazione del segnale geochimico. Il senso di variazione è considerato positivo quando il segnale cresce, negativo quando decresce. Nella stratigrafia chimica si utilizzano i termini di arricchimento/impoverimento o di appesantimento/alleggerimento facendo riferimento all'aumento o alla diminuzione dell'isotopo pesante. Per quanto riguarda l'ampiezza, essa è ritenuta notevole quando la variazione del segnale geochimico supera di almeno 10 volte l'incertezza analitica. La velocità di variazione è lenta quando si realizza in un intervallo di tempo superiore a 1 Ma; la velocità è molto elevata per intervalli inferiori a 10^5 anni (variazioni ad alta frequenza o tendenza a breve termine). Quando un segnale geochimico presenta un'evoluzione continua per molti milioni di anni si parla di tendenza a lungo termine.

Ciclo geochimico. Variazione ripetitiva, quasi periodica, del segnale geochimico.

Chemiozona (unità chemiostratigrafica). Corpo roccioso caratterizzato da una composizione geochimica che permette di differenziarlo dai corpi adiacenti. I limiti di una chemiozona possono coincidere con i punti di massimo o minimo delle curve di variazione del segnale o con i valori medi della variazione.

Isotopozona (unità isotopostratigrafica). Corpo roccioso caratterizzato da un segnale isotopico che permette di differenziarlo dai corpi adiacenti.

Piani o Stadi isotopici. Intervalli ben definiti, aventi durata corrispondente a 20.000-70.000 anni. Gli stadi isotopici basati sulle fluttuazioni dell'ossigeno individuate nei sedimenti del Quaternario sono stati numerati progressivamente da 1 (per il più recente) a 63 (EMILIANI, 1955; SHACKLETON & OPDYKE, 1973; WEAVER, 1993). Successivamente la numerazione è stata estesa fino a comprendere 137 stadi isotopici negli ultimi 3.3 Ma (WEAVER, 1993). I limiti tra gli stadi isotopici coincidono con i punti medi dei valori isotopici.

Lo stadio isotopico rappresenta l'intervallo di tempo nel quale è avvenuta la fluttuazione isotopica che caratterizza la corrispondente isotopozona, quest'ultima intesa come corpo roccioso.

Evento geochimico. Singola variazione (positiva o negativa) del segnale isotopico che si discosta nettamente dal segnale medio di un lungo periodo (ad esempio l'evento Valanginiano del $\delta^{13}\text{C}$). Alcuni autori distinguono un "avvenimento o accidente geochimico", in riferimento ad un cambiamento molto improvviso che può essere reversibile o irreversibile (ad esempio l'accidente positivo del rapporto isotopico dello zolfo nel Precambriano superiore).

Escursione geochimica. Variazione più o meno rapida seguita da un ritorno a condizioni simili a quelle iniziali. Secondo Alcuni è sinonimo di evento geochimico.

12.3. - STRATIGRAFIA ISOTOPICA

La stratigrafia isotopica studia le variazioni temporali del rapporto tra gli isotopi stabili di alcuni elementi, come l'ossigeno, il carbonio, lo stronzio e lo zolfo. Gli isotopi stabili non sono soggetti ad alcun tipo di decadimento radioattivo e si ritrovano in natura in rapporti ben determinati, caratterizzati dalla dominanza di uno di essi.

Le misure dei rapporti isotopici vengono effettuate sia sulla frazione biogenica isolata che su roccia totale (sedimenti pelagici) e generalmente mostrano fluttuazioni corrispondenti e ampiezza di variazione dello stesso ordine di grandezza, anche se nel secondo caso si ha una maggior variabilità, dovuta ad un effetto diagenetico (soprattutto per il Paleogene-Neogene).

Le fluttuazioni nel tempo dei rapporti isotopici sono state causate da grandi variazioni climatico-ambientali e, almeno per il Pleistocene, sono risultate sincrone a livello globale. La stratigrafia isotopica si è quindi rivelata uno strumento di correlazione di precisione che integra utilmente i dati magnetostratigrafici e biostratigrafici per tutto il Cenozoico. WEAVER (1993) sottolinea l'importanza del metodo degli isotopi dell'ossigeno come uno degli strumenti fondamentali per la stratigrafia ad alta risoluzione del Quaternario.

Poiché, però, un singolo valore del rapporto isotopico non è univocamente riconoscibile, la stratigrafia isotopica deve essere sempre calibrata da uno strumento tempo-diagnostico e pertanto associata ad analisi radiometriche e biostratigrafiche.

12.3.1. - Gli isotopi dell'ossigeno

L'ossigeno presente in natura è rappresentato da tre isotopi stabili con le seguenti abbondanze (GARLICK, 1969): ^{16}O : 99,763%; ^{17}O : 0,0375%; ^{18}O : 0,1995%.

Pioniere della stratigrafia isotopica dell'ossigeno è stato certamente EMILIANI (1955), che basandosi sui lavori di UREY (1947), ha messo in evidenza come, durante la secrezione del carbonato di calcio della frazione biogenica (nel caso in questione foraminiferi planctonici pleistocenici), si produca un frazionamento isotopico tra ^{18}O e ^{16}O (espresso come rapporto $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$) che varia con la temperatura delle acque marine, secondo l'equazione semplificata:

$$T^{\circ}\text{C} = 16.9 - 4 (\delta - \delta_w) \quad (\text{da RENARD } et \text{ alii, 1997, proposta per temperature inferiori a } 16^{\circ}\text{C})$$

dove δ è la deviazione del rapporto isotopico dell'ossigeno misurato nel carbonato e δ_w è quella del rapporto misurato nella CO_2 in equilibrio con le acque marine in cui la secrezione ha avuto luogo.

L'aumento del rapporto isotopico dell'ossigeno in un carbonato corrisponde quindi ad un abbassamento della temperatura, mentre la sua diminuzione ad un riscaldamento.

Le variazioni del rapporto isotopico $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ vengono espresse come differenza per mille ($\delta \text{ ‰}$) rispetto ad uno standard di riferimento secondo la formula:

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{campione}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}} \right\} / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}} \times 1000$$

Gli standard attualmente utilizzati sono il PDB (Peedee Belemnite) e lo SMOW (Standard Mean Ocean Water). Poiché lo standard PDB originale è da tempo non disponibile, sono stati introdotti alcuni standard secondari le cui composizioni isotopiche sono ricalibrate al PDB.

Pur essendo consapevole dell'importanza della composizione isotopica iniziale delle acque marine e quindi dell'effetto glaciale, EMILIANI (1955) riteneva che le fluttuazioni isotopiche fossero legate direttamente alla temperatura.

In realtà, SHACKLETON & OPDYKE (1973) hanno dimostrato che le fluttuazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno sono legate prevalentemente al rapporto isotopico delle acque dove la precipitazione o la secrezione del carbonato di calcio ha luogo e solo subordinatamente alla temperatura alla quale tale processo avviene. L'interpretazione delle curve isotopiche non è pertanto immediata, poiché il $\delta^{18}\text{O}$ dipende prevalentemente dal rapporto isotopico delle acque oceaniche, che varia nel corso dei tempi per effetto della formazione di calotte glaciali. Nel ghiaccio infatti si concentra preferenzialmente l'isotopo leggero ^{16}O (poiché H_2O^{16} ha una pressione di vapore maggiore di H_2O^{18} e quindi tende ad evaporare più facilmente dagli oceani ed a concentrarsi nelle calotte e nei ghiacciai) e, per effetto del bilanciamento, l'oceano si arricchisce prevalentemente nell'isotopo pesante ^{18}O . Se questi primi studi hanno dimostrato che le fluttuazioni pleistoceniche del $\delta^{18}\text{O}$ erano dominate da cambiamenti nel volume dei ghiacci, l'interpretazione delle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ in sedimenti pelagici terziari si basava sull'assunzione che non ci fossero calotte glaciali prima del Miocene (SHACKLETON & KENNETT 1975; SAVIN *et alii*, 1975). SHACKLETON & KENNETT (1975) e SAVIN *et alii* (1975) hanno mostrato un picco negativo del $\delta^{18}\text{O}$ (-1.28 ‰) nell'Eocene inferiore seguito da un rapido aumento al limite Eocene-Oligocene e nel Miocene inferiore-medio ed hanno messo in evidenza la concordanza delle variazioni registrate alle basse e alte latitudini, desunte rispettivamente da foraminiferi planctonici e bentonici, fino al Miocene medio, seguita da una marcata divergenza. Tale divergenza è stata interpretata come dovuta allo stabilirsi di una circolazione circum-antartica simile a quella attuale (SAVIN *et alii*, 1975). Successivamente, gli studi degli anni '80 hanno ipotizzato e poi dimostrato la presenza di estesi ghiacciai continentali a partire dall'Oligocene inferiore (MATTHEWS & POORE, 1980; MILLER & FAIRBANKS, 1983, 1985). MILLER *et alii* (1987) hanno studiato in dettaglio le fluttuazioni del $\delta^{18}\text{O}$, basandosi su nuovi dati congiunti a quelli derivanti dagli studi precedenti e su un solido supporto magneto-biostratigrafico. Gli autori hanno quindi presentato la curva delle variazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno misurate su foraminiferi planctonici e bentonici del Terziario dell'Oceano Atlantico (fig. 1a). Attualmente è disponibile la curva delle variazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno per gli ultimi 100 m.a. (KROON *et alii*, 2002) (fig. 1b), che mostra chiaramente le variazioni climatiche a lungo termine dal mondo *greenhouse* del Paleogene inferiore al mondo *icehouse* dei tempi recenti.

Per quanto riguarda il Quaternario, KENNETH & PETERSON (2002) hanno messo in evidenza che le oscillazioni del $\delta^{18}\text{O}$ sono estremamente rapide, testimoniando altrettanto repentine variazioni climatiche che avvengono nell'ordine di anni o decine di anni (fig. 2).

Durante i periodi glaciali, le variazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno sono dovute principalmente a variazioni nel volume dei ghiacci continentali (effetto glaciale di EMILIANI, 1955) ed hanno pertanto un significato globale. Nei periodi non glaciali, durante i quali non sono presenti calotte glaciali permanenti, le fluttuazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno sono legate a variazioni della temperatura, e possono quindi avere un significato climatico locale. Esse non costituiscono quindi uno strumento di correlazione globale come durante i periodi glaciali.

EMILIANI (1955), basandosi sul sincronismo delle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ osservate nei gusci di foraminiferi planctonici isolati prelevati in diverse carote provenienti dall'Atlantico settentrionale e dai Caraibi, ha distinto 17 "stadi isotopici", delimitati dai valori medi tra i massimi ed i minimi isotopici, che rappresentano alternanze di episodi glaciali ed interglaciali. La successione degli "stadi isotopici" è stata successivamente completata da SHACKLETON & OPDYKE (1973) che hanno distinto 23 stadi nelle Cronozone Brunhes e Matuyama, da WILLIAMS *et alii* (1988) che ne hanno riconosciuti 51, risalendo nel tempo fino al Pleistocene inferiore e da SHACKLETON & HALL (1989). WEAVER (1993) riassume che sono stati definiti ben 137 stadi isotopici per gli ultimi 3.3 Ma, dei quali 63 nel Quaternario, che riflettono cambiamenti climatici (alternanza di fasi glaciali e interglaciali) controllati da fattori astronomici (eccentricità dell'orbita terrestre con periodicità di 100.000 anni, obliquità dell'asse con periodicità di 41.000 anni e precessione degli equinozi con periodicità di 23.000 anni). I limiti tra gli stadi isotopici sono stati datati con grande accuratezza sia per interpolazione lineare (assumendo velocità di sedimentazione costante) tra punti datati indipendentemente come i limiti dei croni di polarità magnetica (RUDDIMAN *et alii*, 1987), sia per calibrazione del segnale isotopico con i cicli di Milankovitch (IMBRIE *et alii*, 1984; RUDDIMAN *et alii*, 1986).

Anche se lo studio delle variazioni del rapporto isotopico dell'ossigeno misurato sulla frazione biogenica isolata si è rivelato di estrema utilità per le correlazioni globali del Quaternario (fluttuazioni isotopiche sincrone ed individuabili globalmente fino allo stadio 63) e per la stratigrafia ad alta risoluzione, il metodo presenta alcune significative limitazioni, quali:

- alcuni *taxa* (coralli, alghe calcaree, echinodermi) esercitano un effetto fisiologico (effetto vitale) sul rapporto isotopico assimilato nell'esoscheletro. L'effetto vitale sembra comunque limitato nei foraminiferi, nei brachiopodi e nei molluschi. Per ovviare a tale limitazione è necessario effettuare le misurazioni sempre sulla stessa specie;

- alcuni *taxa* (foraminiferi planctonici) subiscono variazioni batimetriche (e quindi di temperatura) durante la secrezione del guscio. Non è quindi possibile applicare con precisione il metodo a *taxa* di cui non si conosce l'habitat, a causa delle variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ con la profondità;

- l'evaporazione e la diluizione (e quindi le variazioni di salinità) possono causare effetti locali rispettivamente di arricchimento e impoverimento in ^{18}O in bacini isolati o in aree costiere. A questo proposito PIERRE (1999) ha dimostrato che l'equazione sperimentale tra il valore del $\delta^{18}\text{O}$ e la salinità nel Mediterraneo ha una pendenza di 0.27 e quindi decisamente inferiore a quella dell'Oceano Atlantico (0.45), a causa dell'eccesso di evaporazione rispetto agli apporti di acque dolci;

- la maggior parte del Fanerozoico è caratterizzata da periodi non glaciali.

Gli studi degli anni '70-'80 oltre a quelli recentissimi (KROON *et alii*, 2002) hanno messo in evidenza che è possibile utilizzare il metodo degli isotopi dell'ossigeno anche per periodi anteriori al Quaternario, pure se con minor precisione. In particolare, se da un lato diversi Autori (e.g. MILLER & FAIRBANKS, 1983; KEIGWIN & KELLER, 1984; VERGNAUD-GRAZZINI & OBERHAENSLI, 1986; MILLER *et alii*, 1987; SHACKLETON & HALL, 1989) hanno ottenuto notevoli progressi nelle correlazioni stratigrafiche del Paleogene-Neogene basandosi sulle fluttuazioni isotopiche registrate dai foraminiferi, altri (e.g. MARGOLIS *et alii*, 1975; ANDERSON & STEINMETZ, 1981) hanno dimostrato che le curve ottenute dai nannofossili presentano un andamento concordante a quello dei foraminiferi, come del resto le analisi fatte su carbonato totale (RENARD, 1985, 1986).

12.3.2. - Gli isotopi del carbonio

Il rapporto isotopico del carbonio ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), inizialmente trascurato poiché di difficile interpretazione, è diventato, nel corso degli ultimi anni, uno dei segnali geochimici più affidabili per la stratigrafia delle successioni pelagiche pre-quaternarie. I primi studi sulle variazioni del rapporto isotopico del carbonio sono stati condotti congiuntamente a quelli del $\delta^{18}\text{O}$ e risalgono ai primi anni '70 (DUPLESSY, 1972; SAVIN & DOUGLAS, 1973).

Il segnale isotopico del carbonio non è influenzato significativamente dalle variazioni di temperatura e risulta quindi meno sensibile all'effetto diagenetico rispetto al rapporto isotopico dell'ossigeno. Inoltre, la curva di variazione temporale del $\delta^{13}\text{C}$ presenta significativi accidenti geochimici (soprattutto negativi) che possono essere facilmente correlati e spesso corrispondono ad importanti limiti stratigrafici, come ad esempio al limite Permiano/Triassico, Cretacico/Paleogene, Paleocene/Eocene (e.g. KROONICK *et alii*, 1977; LETOLLE & RENARD, 1980; SCHOLLE & ARTHUR, 1980; SHACKLETON & HALL, 1984; RENARD, 1985, 1986; WEISSERT & CHANNEL, 1989; BAUD *et alii*, 1989; MAGARITZ, 1991; PRATT *et alii*, 1991; GALE *et alii*, 1993; JENKYN *et alii*, 1994; RENARD *et alii*, 1997; BRALOWER *et alii*, 2002).

RENARD *et alii* (1997) mettono in evidenza che il rapporto isotopico del carbonio che caratterizza le acque oceaniche è il risultato degli scambi tra tre serbatoi geochimici principali, che sono, in ordine di grandezza crescente: l'atmosfera, che ha un rapporto leggermente negativo (-7‰), la materia organica, che ha un rapporto molto negativo (-25‰) e che quindi ha una forte influenza sul sistema, ed i carbonati, che hanno un rapporto isotopico dello stesso ordine di quello delle acque marine ($+2\text{‰}$). I valori estremamente negativi del $\delta^{13}\text{C}$ della materia organica sono dovuti al frazionamento isotopico che avviene durante i processi fotosintetici: l'isotopo leggero ^{12}C viene infatti immagazzinato dai produttori primari durante la fotosintesi, in modo tale che atmosfera e idrosfera risultano relativamente impoverite in ^{12}C e arricchite in ^{13}C . Il ^{12}C viene successivamente rilasciato durante la decomposizione della materia organica nei sedimenti e nei suoli.

Le fluttuazioni nel rapporto $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ derivano quindi da variazioni nella produttività primaria (cioè dalla fertilità delle acque oceaniche superficiali), da variazioni nel livello di ossidazione e seppellimento della materia organica, legate rispettivamente ad eventi anossici e al tasso di sedimentazione e da variazioni del livello del mare. In particolare, l'aumento della produttività primaria, gli eventi anossici e le trasgressioni causano una fluttuazione positiva del $\delta^{13}\text{C}$. Le variazioni temporali del $\delta^{13}\text{C}$ misurato nei carbonati pelagici sono quindi imputabili a diverse cause e possono registrare da un lato le fluttuazioni della produttività primaria e quindi le crisi biologiche [escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ al limite Permiano-Triassico (BAUD *et alii*, 1989) e al limite Cretacico-Paleogene (e.g. RENARD, 1986)] e dall'altro l'evoluzione della materia organica (fossilizzazione o al contrario riciclaggio) e quindi gli eventi anossici [escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$ al limite Cenomaniano-Turoniano (PRATT *et alii*, 1991)]. Molto interessante a questo proposito risulta la marcata escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ che precede gli eventi anossici (BRALOWER *et alii*, 2002) (fig. 3).

RENARD *et alii* (1997) sottolineano che uno dei più grandi vantaggi della stratigrafia a isotopi del carbonio è la presenza di numerosi accidenti geochimici nella curva di evoluzione del $\delta^{13}\text{C}$, sia della frazione biogenica che del carbonato totale, che permettono correlazioni a grande distanza tra le successioni pelagiche. RENARD (1985, 1986) ha infatti proposto una zonazione geochimica per gli ultimi 140 Ma, basata sulle fluttuazioni a breve termine del $\delta^{13}\text{C}$, dove i limiti delle zone isotopiche coincidono con le fluttuazioni negative di maggior ampiezza (fig. 4).

Inoltre, poiché le grandi modificazioni della CO_2 nel sistema oceanico interessano, per interscambio, anche l'atmosfera e quindi i carbonati continentali (concrezioni, paleosuoli, uova di dinosauro, denti di roditori) (LATZOURA *et alii*, 1991; CERLING, 1992; COJAN *et alii*, 1994; KOCH *et alii*, 1995), si aprono interessanti prospettive per l'utilizzo del metodo degli isotopi del carbonio nelle correlazioni tra le successioni marine e continentali.

12.3.3. - Gli isotopi dello stronzio

La stratigrafia a isotopi dello stronzio ha avuto un importante sviluppo solo negli ultimi dieci anni, rivelando grandi potenzialità per la correlazione e la datazione numerica delle rocce sedimentarie.

A differenza degli altri metodi della stratigrafia isotopica, l'evoluzione del rapporto tra gli isotopi stabili dello stronzio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dipende prevalentemente dal decadimento radioattivo del ^{87}Rb in ^{87}Sr , dando luogo ad una curva (fig. 5) che è stata definita con notevole accuratezza per gli ultimi 206 Ma e che mostra che il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è variato durante il Fanerozoico oscillando tra 0.7068 e 0.7092 (e.g. PETERMAN *et alii*, 1970; BURKE *et alii*, 1982; FAURE, 1982; DE PAOLO & INGRAM, 1985; MCARTHUR, 1994, 1998).

L'evoluzione a lungo termine del rapporto isotopico dello stronzio mostra un decremento generale dal Precambriano al Permiano ed un improvviso aumento nel Triassico, per decrescere poi nuovamente fino al Giurassico superiore; successivamente, i valori del rapporto aumentano nel Cretacico superiore e, a partire dall'Eocene superiore, si assiste ad un rapido e regolare incremento fino a raggiungere i valori attuali (0.7092).

Lo stronzio è un elemento affine al calcio, al quale è associato in molti minerali marini, come la calcite, biogenica e non, l'apatite e la barite. Il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contenuto in questi minerali riflette la composizione isotopica delle acque marine in equilibrio con essi. Poiché la curva di variazione del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è nota, teoricamente dovrebbe essere sufficiente misurare tale rapporto in un campione (foraminiferi, brachiopodi, belemniti, calcare puro, denti di pesci, ecc.) per datarlo.

In realtà, se da un lato si può ovviare al fatto che specifici valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ possono ripetersi nel tempo utilizzando, per la loro discriminazione, criteri biostratigrafici e magnetostratigrafici, dall'altro vi sono intervalli di tempo nei quali il rapporto è cambiato così leggermente (ad esempio nell'Aaleniano) da non permettere una risoluzione cronologica adeguata. Inoltre, premessa fondamentale per un'analisi corretta è che il campione non sia alterato (MCARTHUR, 1994).

Il rapporto isotopico dello stronzio misurato in un campione viene spesso espresso come valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ o come differenza aritmetica rispetto ad uno standard:

$$\delta^{87}\text{Sr} = [^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{standard}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{campione}}] \times 10^5 \text{ (oppure } 10^6)$$

MCARTHUR (1998) riporta come standard più utilizzati il MSS (Modern Seawater Strontium), che è il rapporto isotopico dello stronzio negli oceani attuali (0.709175) ed il NIST 987 (prima SRM 987) che corrisponde a 0.710248.

McARTHUR (1998) mette in evidenza che lo stronzio contenuto negli oceani deriva da tre sorgenti, ciascuna caratterizzata da un determinato valore del rapporto isotopico: la circolazione idrotermale in corrispondenza delle dorsali, la ricristallizzazione dei carbonati durante la diagenesi e l'apporto dei fiumi. La prima sorgente tende a fare diminuire il rapporto isotopico dello stronzio, poiché è arricchita nello stronzio lisciviato dai basalti della crosta oceanica che hanno un rapporto pari a 0.703. La ricristallizzazione dei carbonati apporta solo una piccola quantità di stronzio che attualmente ha un rapporto isotopico corrispondente a 0.708. I fiumi contengono lo stronzio dilavato dalle rocce della crosta continentale, che ha un rapporto isotopico che varia in base all'età ed al tipo di roccia che viene alterata. Il valore medio globale del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nei fiumi attuali è di 0.712 ± 0.001 (McARTHUR, 1998).

Le fluttuazioni della curva del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dipendono pertanto dalle variazioni della quantità di stronzio fornito da queste tre sorgenti e dalla variazione nel tempo nei valori del rapporto isotopico nei fiumi e nelle acque interstiziali; il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ della crosta oceanica non è infatti cambiato significativamente durante il Fanerozoico (variazione < 0.001). Le variazioni del flusso di stronzio proveniente da queste tre sorgenti e del rapporto isotopico delle ultime due dipendono a loro volta da cambiamenti nell'attività delle dorsali e da cambiamenti climatici globali.

Si è quindi cercato di mettere in relazione le fluttuazioni di maggior ampiezza con gli eventi tettonici globali; ad esempio il rapido aumento nel rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a partire da 42 Ma fino ad oggi è stato spesso messo in relazione con il sollevamento e denudamento della catena himalayana (EDMOND, 1992; RICHTER *et alii*, 1992; GODDERIS & FRANCOIS, 1995) o con lo sviluppo delle calotte antartiche. In realtà, McARTHUR (1998) sostiene che il rapido aumento del rapporto isotopico dello stronzio ha avuto inizio prima di un consistente sollevamento dell'Himalaya.

Le potenzialità di applicazione globale della stratigrafia ad isotopi dello stronzio derivano principalmente dall'assunzione che le acque oceaniche sono isotopicamente omogenee rispetto al rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, poiché il tempo di residenza dello stronzio nelle acque oceaniche ($> 10^6$ anni) è decisamente superiore al tempo di rimescolamento delle stesse ($> 10^3$ anni). La conseguenza principale dell'uniformità isotopica in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ delle acque oceaniche è che lo stronzio contenuto nei minerali dei sedimenti marini depositi nello stesso momento ha un identico valore del rapporto isotopico. Pertanto, un determinato valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è caratteristico, ovunque nel mondo, di un momento preciso nel tempo: in questo senso le correlazioni con gli isotopi dello stronzio potrebbero essere considerate cronocorrelazioni (McARTHUR, 1998).

RENARD *et alii* (1997) mettono comunque in evidenza che, se da un lato le curve di evoluzione del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permettono datazioni relative con una precisione inferiore al milione d'anni per il Cenozoico, dall'altro alcuni tentativi di correlazione tra successioni cretacee di piattaforma e bacinali non concordano con i dati biostratigrafici. WILSON *et alii* (1995) hanno utilizzato con successo il metodo degli isotopi dello stronzio per ricostruire l'evoluzione stratigrafica delle successioni carbonatiche di acque basse, campionate durante il Leg 144 ODP (guyot del Pacifico), dove i metodi più convenzionali della bio- e magnetostratigrafia risultavano difficilmente applicabili.

12.3.4. - Gli isotopi dello zolfo

Di un certo interesse, nonostante la grande variabilità delle misure ottenute per uno stesso periodo, si è rivelato lo studio delle variazioni degli isotopi dello zolfo ^{32}S e ^{34}S .

In particolare, CLAYPOOL *et alii* (1980) e ODIN *et alii* (1982) hanno messo in evidenza l'esistenza di una significativa variazione a lungo termine del rapporto $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, con valori elevati nel Cambriano ($+30\text{‰}$), seguiti da una diminuzione progressiva fino al Permiano superiore ($+10\text{‰}$) e da un nuovo aumento fino ai valori attuali ($+21\text{‰}$). L'evoluzione generale del rapporto isotopico dello zolfo è interrotta da tre brusche variazioni positive (accidenti geochimici) nel Precambriano superiore (evento Yudomski), alla fine del Devoniano (evento Souris) e nel Triassico (evento Rot) e da due escursioni negative, rispettivamente nel Permiano e alla fine del Paleogene (fig. 6).

L'evoluzione del rapporto isotopico dello zolfo è messa in relazione alle fluttuazioni negli scambi tra le evaporiti ($\delta^{34}\text{S}$ positivo) ed i solfuri ($\delta^{34}\text{S}$ negativo).

VEIZER *et alii* (1980) hanno messo in evidenza l'esistenza di una correlazione tra l'evoluzione del $\delta^{34}\text{S}$ e quella del $\delta^{13}\text{C}$, che sembra essere dovuta alla variazione nel tempo dei rapporti zolfo ossidato/zolfo ridotto e carbonio ossidato/carbonio ridotto.

Secondo RENARD *et alii* (1997), la limitazione più significativa del metodo degli isotopi dello zolfo risiede nella grande variabilità del valore del segnale isotopico, che può raggiungere anche l'ordine del 15‰ .

PIERRE *et alii* (1984) hanno comunque ottenuto risultati attendibili utilizzando tale metodo per la datazione relativa di alcune formazioni del Devoniano-Carbonifero della Francia settentrionale e del Belgio.

12.4. - LE OSCILLAZIONI DEL CONTENUTO IN CaCO_3

La misurazione delle fluttuazioni del tenore in CaCO_3 nei carbonati pelagici è sicuramente uno dei metodi di stratigrafia chimica più semplici dal punto di vista analitico ed il primo che è stato storicamente applicato.

L'apparente sincronia delle oscillazioni del contenuto in CaCO_3 nei sedimenti oceanici è stata notata per la prima volta da ARRHENIUS (1952), analizzando due carote prelevate in corrispondenza della dorsale del Pacifico orientale.

Successivamente tali oscillazioni furono correlate a quelle misurate nei sedimenti campionati nell'Oceano Indiano (OLAUSSON, 1960; BERGER & VINCENT, 1981) e la buona corrispondenza ottenuta ha portato alla numerazione delle singole oscillazioni nell'intervallo di tempo Pliocene-Quaternario (HAYS *et alii*, 1969; DUNN & MOORE, 1981). In particolare, ogni accidente negativo è indicato dall'iniziale della cronozona di polarità a cui appartiene (ad esempio M per Matuyama, Gu per Gauss, Gi per Gilbert, ecc.) e da una cifra indicante la sua posizione all'interno della stessa (fig. 7).

Le fluttuazioni del CaCO_3 sono state messe in relazione a diversi fattori quali variazioni nell'apporto di carbonato di calcio, oscillazioni della dissoluzione (che aumenta con la profondità) e variazioni nel sistema oceanico (venti, circolazione, temperature, produttività) causate da cambiamenti climatici (RUDDIMAN & McINTYRE, 1976; WEAVER, 1993).

Secondo RENARD *et alii* (1997) le fluttuazioni del CaCO_3 rappresentano uno degli strumenti più utili per le correlazioni stratigrafiche del Quaternario marino, soprattutto all'interno di uno stesso bacino oceanico. Sebbene sia di una certa utilità per le correlazioni dei sedimenti più recenti dell'Oligocene (KENNETT, 1982), l'utilizzo del metodo delle oscillazioni del contenuto in CaCO_3 nei carbonati pelagici più antichi presenta invece notevoli problemi a causa degli effetti della compattazione e della diagenesi.

12.5. - GLI ELEMENTI IN TRACCIA DEI CARBONATI

Lo studio del tenore degli elementi in traccia contenuti nei carbonati, ed in particolar modo in quelli pelagici che non risentono della contaminazione delle acque meteoriche durante la diagenesi e sono costituiti prevalentemente da organismi che sintetizzano una sola specie minerale (la calcite), permette di ricostruire le variazioni temporali della composizione chimica delle acque oceaniche e rappresenta pertanto uno dei metodi della stratigrafia chimica.

La maggior parte degli elementi chimici disciolti nelle acque marine presenta una concentrazione che si discosta molto dal punto di saturazione. Questi elementi non possono quindi precipitare direttamente, ma vengono incorporati in altri composti, come ad esempio il CaCO_3 . Tale processo di co-precipitazione può avvenire per diversi meccanismi (inglobamento nel reticolo cristallino, adsorbimento, occlusione, ecc.) e dipende essenzialmente dal rapporto molare tra l'elemento in traccia ed il calcio nelle acque marine e dal coefficiente apparente di incorporamento.

Lo stronzio che, avendo raggio ionico simile al calcio, viene facilmente incorporato nel CaCO_3 , è uno degli elementi in traccia più frequentemente utilizzati nella stratigrafia chimica dei carbonati bacinali. Esso viene inoltre impiegato per le ricostruzioni paleoambientali (con particolare riferimento alle variazioni di salinità) nelle facies di piattaforma. La curva delle variazioni temporali del tenore in stronzio (GRAHAM *et alii*, 1982; RENARD, 1985), che esprime le variazioni del rapporto Sr/Ca nelle acque marine nel corso dei tempi, presenta un'evoluzione a lungo termine con valori bassi nel Giurassico, un aumento nel Cretacico inferiore, un picco minimo nell'Aptiano-Albiano ed un tenore massimo nel Miocene; tale evoluzione risulta complicata da oscillazioni di secondo ordine che hanno permesso di definire una zonazione geochimica che completa quella del $\delta^{13}\text{C}$ (RENARD 1985, 1986).

Secondo RENARD (1985), le variazioni a lungo termine dello stronzio sono legate alle fluttuazioni nell'attività idrotermale sottomarina in corrispondenza delle dorsali, mentre quelle a breve termine dipendono dai grandi cicli trasgressivo-regressivi che provocano variazioni nella produttività dei carbonati. Inoltre, le variazioni del tenore in stronzio dei carbonati pelagici rappresentano un ottimo segnale delle crisi delle piattaforme carbonatiche.

Il magnesio ha sinora mostrato potenzialità stratigrafiche analoghe a quelle dello stronzio, sin dai primi studi di SAVIN & DOUGLAS (1973). RENARD (1979) ha dimostrato che il contenuto in Sr e Mg nei carbonati di ambiente marino neritico mostra una correlazione diretta che permette di utilizzarli come indicatori di paleosalinità. Analisi paleoecologiche hanno permesso di testare la validità di tale approccio in successioni del Paleozoico inferiore del Canada e del Giurassico dei Carpazi. Nei calcari pelagici, il contenuto in Sr e Mg mostra invece una correlazione inversa (RENARD, 1986): l'inversione di correlazione tra i due elementi passando dall'ambiente neritico a quello pelagico può essere quindi un utile strumento nell'analisi paleoecologica. Per quanto riguarda la curva di variazione temporale del Mg contenuto nei carbonati pelagici, essa risulta di più difficile interpretazione rispetto a quella dello Sr, essendo il Mg più sensibile alla diagenesi. La curva del Mg, oltre ad essere meno spettacolare rispetto a quella dello Sr, se ne discosta significativamente, mostrando valori molto bassi nel Miocene ed i valori più alti nel Giurassico superiore-Cretacico inferiore.

L'interpretazione delle variazioni temporali del tenore in manganese è più complessa rispetto agli elementi in traccia sopra discussi. Le variazioni di manganese nei sedimenti pelagici generalmente registrano infatti le fluttuazioni temporali dello stato di ossigenazione delle acque marine (e.g. FRAKES & BOLTON, 1984; ARTHUR *et alii*, 1987). Poiché la solubilità del manganese in condizioni riducenti è di alcuni ordini di grandezza maggiore di quella in acque marine ossigenate, negli ambienti ossidanti il manganese può precipitare direttamente sotto forma di MnO_2 o co-precipitare nelle fasi carbonatiche, mentre negli ambienti anossici il Mn^{2+} viene incorporato solo nel reticolo cristallino del carbonato di calcio, se vi è sufficiente bicarbonato (HCO_3^-) in soluzione. L'arricchimento in Mn dei sedimenti marini avviene quindi prevalentemente ai margini ossigenati di bacini anossici. A questo proposito, PRATT *et alii* (1991) in sezioni della Normandia e del Colorado hanno dimostrato che l'escursione positiva del $\delta^{13}\text{C}$ al limite Cenomaniano-

Turoniano coincide con un escursione positiva del tenore in manganese in calcari depositi in un contesto da persistentemente a intermittenemente ben ossigenato durante un evento anossico, anche se in quest'ultimo caso risulta più rapida e di più breve durata. La coincidenza tra l'escursione positiva del tenore in manganese dei carbonati e quella del rapporto isotopico del carbonio nella materia organica e nei carbonati viene interpretata da PRATT *et alii* (1991) come dovuta ad un'espansione della zona di minimo dell'ossigeno, che ha causato la dissoluzione degli ossidi di manganese formati in precedenza e l'inglobamento del Mn^{2+} in soluzione nel reticolo cristallino dei carbonati che si sono depositati nella zona di mescolamento tra le acque ossigenate e quelle anossiche.

ACCARIE *et alii* (1989, 1992) hanno proposto una correlazione tra gli elevati tenori del contenuto in Mn dei carbonati e gli innalzamenti del livello del mare, mentre altri Autori (EMMANUEL & RENARD, 1993; CORBIN, 1994) hanno messo in evidenza la possibilità di caratterizzare i vari sistemi di una sequenza deposizionale in base al contenuto in Mn dei carbonati. In particolare, i sistemi di stazionamento basso sono caratterizzati da tenori in Mn bassi e costanti; tra la superficie di trasgressione e quella di massima ingressione si ha un aumento del contenuto in Mn fino ad un picco massimo, oltre il quale si ha una decrescita continua fino a valori minimi in corrispondenza del limite di sequenza. È opportuno infine ricordare che lo studio degli elementi in traccia nei sapropel pliocenici del Mediterraneo ha messo in evidenza la loro importanza nella ricostruzione dei paleoambienti euxinici. Una vivace discussione scientifica è tuttora in atto sull'uso delle variazioni delle concentrazioni di bario nei sedimenti come tracciante di eventi di paleoproduttività.

12.6. - LE ANOMALIE IN IRIDIO

Le anomalie nella concentrazione di particolari elementi chimici, come l'iridio, pur essendo eventi puntuali che non permettono di stabilire una zonazione geochemica, possono risultare di notevole interesse poiché caratterizzano punti specifici nella scala stratigrafica.

L'importanza dell'iridio come marker stratigrafico risiede nel fatto che tale elemento ha una concentrazione crostale molto inferiore rispetto alla sua abbondanza nel mantello e, soprattutto, nel cosmo. Quando ALVAREZ *et alii* (1980) hanno messo in evidenza la presenza di un'anomalia nella concentrazione di iridio (pari a 9 ppb) in un livello di argilla al limite Cretacico-Paleogene nella sezione di Gubbio, si è scatenato un vivace dibattito tra coloro che sostenevano un'origine cosmica e quelli che suggerivano una provenienza mantellica (vulcanica). Tale anomalia è stata successivamente segnalata in tutte le successioni pelagiche complete del limite e la scoperta di zirconi nicheliferi di provenienza extraterrestre ad essa associati, oltre ad altre evidenze di impatto meteoritico ha fatto propendere per un'origine cosmica.

Il fatto che tale anomalia di iridio sia stata segnalata anche in successioni continentali sottolinea la sua importanza come strumento di correlazione tra le successioni marine e continentali.

Poiché un aumento nel tenore di iridio nelle rocce sedimentarie generalmente indica la provenienza di materiale extraterrestre, supponendo un tasso d'apporto costante è possibile stimare la durata degli intervalli a sedimentazione condensata (ROCCHIA *et alii*, 1986) misurando il tenore di iridio.

Altre anomalie nella concentrazione di iridio sono state riscontrate con certezza anche al di sotto del limite Eocene-Oligocene (ALVAREZ *et alii*, 1982; MONTANARI *et alii*, 1993) e nel Pleistocene superiore (KYTE & BROWLEE, 1985).

12.7. - IL TENORE IN TERRE RARE

Sebbene ancora di limitato utilizzo in stratigrafia, le terre rare (14 elementi chimici compresi tra il La ed il Lu) rappresentano dei potenziali marker per le crisi biologiche e gli eventi anossici (RENARD *et alii*, 1997) e per le correlazioni stratigrafiche.

Le terre rare, ad eccezione del Ce, raggiungono raramente la concentrazione di saturazione nelle acque marine, pertanto non precipitano direttamente, ma vengono estratte dall'oceano per mezzo di processi di scambio ionico e co-precipitazione nei carbonati e nei noduli di manganese.

Lo spettro delle terre rare (normalizzate al NASC) nelle acque marine attuali ha un andamento caratteristico, che mostra bassi tenori in Ce ed un arricchimento in terre rare pesanti (Er, Yb) rispetto a quelle leggere (La, Nd, Sm). ALBAREDE (1990) ha confrontato tale spettro con quello ottenuto da fosfati del Cretacico (denti di pescecane) e da conodonti devoniani, mettendo in evidenza che se il primo ha una forma identica all'attuale, il secondo è molto differente, suggerendo che i mari devoniani fossero più riducenti e caratterizzati da una produttività primaria diversa.

12.8. - ESEMPI ITALIANI

La stratigrafia degli isotopi dell'ossigeno rappresenta sicuramente uno dei principali strumenti di correlazione dei sedimenti marini quaternari in Italia. Si vedano, a questo proposito, gli esempi riportati negli ultimi paragrafi dei capitoli 7 (Unità magnetostratigrafiche) e 11 (Stratigrafia sequenziale).

Stratigrafia chimica nella successione cretatico-paleogenica dell'area di Gubbio

La stratigrafia a isotopi dell'ossigeno e del carbonio è stata inoltre applicata alle famose sezioni cretatico-paleogeniche dell'area di Gubbio (CORFIELD *et alii*, 1991), fornendo dati di indubbio valore stratigrafico. In particolare lo studio dettagliato delle oscillazioni del $\delta^{18}\text{O}$ e del $\delta^{13}\text{C}$ lungo le sezioni del Bottaccione e della Contessa, calibrato da una biostratigrafia ad alta risoluzione e dall'analisi magnetostratigrafica, ha messo in evidenza la presenza di un aumento del $\delta^{18}\text{O}$ al limite Cretatico-Paleogene ed una concomitante diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ attraverso il limite stesso seguito da un picco positivo nel Paleocene (fig. 8). Se il picco positivo del $\delta^{18}\text{O}$ è messo in relazione ad un raffreddamento climatico registrato a livello globale, la diminuzione del $\delta^{13}\text{C}$ è connessa ad un rapido declino nel tasso di utilizzo del ^{12}C da parte delle alghe fotosintetiche (CORFIELD *et alii*, 1991). In realtà, gli Autori mettono in evidenza che il minimo del $\delta^{13}\text{C}$ è posizionato sopra il limite Cretatico-Paleogene a causa dell'effetto della diagenesi e presenta quindi un ritardo rispetto ai dati isotopici ottenuti dal DSDP (SHACKLETON *et alii*, 1985) (fig. 9).

Inoltre lungo la sezione cretatica del Bottaccione (Gubbio), JENKYN *et alii* (1994) hanno analizzato le variazioni del $\delta^{13}\text{C}$, mettendo in evidenza la possibilità di correlare la Scaglia con il Chalk inglese (Inghilterra sud-orientale) in base alla stratigrafia isotopica. La curva del $\delta^{13}\text{C}$ nella sezione del Bottaccione è molto simile a quella ottenuta nelle sezioni inglesi; entrambe le curve mostrano escursioni positive minori nel Cenomaniano medio, nel Turoniano medio e superiore, nel Coniaciano basale e al passaggio Santoniano-Campaniano e l'accidente positivo al limite Cenomaniano-Turoniano. La correlazione isotopica mette inoltre in evidenza che esistono notevoli discrepanze nella posizione dei limiti dei piani Turoniano-Coniaciano-Santoniano ottenuti in base alla biostratigrafia a macrofossili (Chalk inglese) rispetto a quelli basati sulla zonazione a foraminiferi e nannofossili (sezione di Gubbio).

Uno degli esempi italiani più famosi di applicazione delle metodologie della stratigrafia chimica concerne la scoperta dell'anomalia di iridio al limite Cretatico-Paleogene nelle sezioni di Gubbio (ALVAREZ *et alii*, 1980). Come già evidenziato nel paragrafo 12.6., il tenore di iridio nel livello di argilla che materializza tale limite raggiunge una concentrazione di 9 ppb che supera da 30 a 100 volte la concentrazione di iridio negli strati sottostanti e sovrastanti. Tale anomalia, riconosciuta in tutte le sezioni complete marine e continentali che attraversano il limite Cretatico-Paleogene, costituisce insieme al picco negativo del $\delta^{13}\text{C}$ uno dei marker più precisi di tale limite ed è stata ricondotta all'impatto di materiale extraterrestre.

Stratigrafia chimica nelle successioni plio-pleistoceniche dell'Italia meridionale

Per quanto riguarda analisi di stratigrafia chimica effettuate su sedimenti più recenti, vanno menzionati i lavori di NIJENHUIS (1999) concernenti la sezione pliocenica di Capo Rossello (Sicilia) e la sezione pleistocenica di Vrica (Calabria). NIJENHUIS (1999) mette in evidenza che le sezioni plioceniche affioranti in Sicilia sono caratterizzate da cicli carbonatici dati dall'alternanza di livelli grigi (paragonabili ai sapropel, ma contenenti meno carbonio organico)-bianchi-beige-bianchi, la cui origine è probabilmente legata all'interazione tra i processi di produttività carbonatica, dissoluzione e apporto di argilla. Nella sezione di Capo Rossello sono presenti, intercalati a questi cicli, intervalli laminati a volte contenenti diatomee. Un paragone tra le analisi geochimiche effettuate lungo questa sezione e quella di Punta di Maiata, dove gli intervalli laminati sono assenti, mette in evidenza la presenza di una maggior quantità di Ba e di C_{org} nella prima e maggiori valori del rapporto di Ti, Ni, V rispetto all'Al. Le differenze riscontrate nei parametri geochimici relativi alle due sezioni sono dovute alla presenza degli intervalli laminati a Capo Rossello, la cui origine è imputabile ad aumento di produttività in concomitanza con la presenza di condizioni anossiche locali.

Studi geochimici effettuati sulla laminite pleistocenica della sezione di Vrica ed un paragone tra questi e le analisi condotte su sapropel coevi provenienti dai siti ODP 967 e 969 hanno messo in evidenza significative differenze. In particolare, la sezione di Vrica risulta caratterizzata dalla diminuzione dei valori di N_{tot} , $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{tot}}$ e del $\delta^{13}\text{C}$ e da valori comparativamente più bassi dei rapporti Ba/Al, Ti/Al e Zr/Al rispetto ai sapropel dell'ODP (fig. 10). NIJENHUIS (1999) ha messo in evidenza che tali differenze sono legate principalmente a deposizione in paleoambienti differenti e solo in parte al fatto che la sezione di Vrica è una sezione a terra ed è stata pertanto soggetta a sollevamento, alterazione ed erosione. La laminite della sezione di Vrica, più spessa, più argillosa e più povera in carbonio organico rispetto ai sapropel coevi dei siti ODP 967 e 969, si è infatti deposta in un contesto di acque più basse (bassi valori del rapporto Ba/Al), con tassi di sedimentazione più elevati, più vicino a terra (valori più bassi di Ti/Al e Zr/Al) ed in una zona più occidentale del Mediterraneo (valori più negativi del $\delta^{13}\text{C}$) rispetto ai sapropel.

BIBLIOGRAFIA

- ACCARIE H., RENARD M., DE KONINCK J.F., BEAUDOIN B. & FLEURY J.J. (1989) - *Géochimie des carbonates (Mn, Sr) et minéralogie des argiles des calcaires pélagique sénoniens. Relations avec les variations eustatiques (Massif de la Maiella, Abruzzes, Italie)*. C.R. Acad. Sci Paris, II, **309**: 1679-1685.
- ACCARIE H., RENARD M. & JORGENSEN N.O. (1992) - *Le manganèse dans le carbonates pélagique: outil d'intérêt stratigraphique et paléogéographique (le Sénonien d'Italie centrale, de Tunisie et du Danemark)*. C.R. Acad. Sci Paris, II, **317**: 65-72.
- ALBAREDE F. (1990) - *Les anciens océans*. Court. CNRS, **76**: 50-51.
- ALVAREZ L.W., ALVAREZ W., ASARO F. & MICHEL H.V. (1980) - *Extraterrestrial cause for Cretaceous/Tertiary boundary extinctions*. Science, **208**: 1095-1108.
- ALVAREZ W., ASARO F., MICHEL H.V. & ALVAREZ L.W. (1982) - *Iridium anomalies approximately synchronous with terminal Eocene extinctions*. Science, **216**: pp. 886.
- ANDERSON T.F. & STEINMETZ J.C. (1981) - *Isotopic and biostratigraphical records of calcareous nannofossils of a Pleistocene core*. Nature, **294**: 741-744.
- ARRHENIUS G. (1952) - *Sediment cores from East Pacific*. Rep. Swed. Deep Sea Exp. 1947-1948, **5**: 1-228.
- ARTHUR M. A., SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1987) - *The Cenomanian-Turonian anoxic event II. Paleooceanographic controls and organic matter production and preservation*. In BROOKS J. & FLEET A. (Eds.): *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **26**: 401-420.
- BAUD A., MAGARITZ M. & HOLSER W.T. (1989) - *Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies*. Geol. Rund., **78**, 2: 649-677.
- BENDER M. (2002) - *Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition*. Earth Planet. Sci Lett., **204**, 275-289.
- BLUNIER T., BROOK E.J. (2001) - *Timing of millennia-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period*. Science, 109-112.
- BERGER W.H. & VINCENT E. (1981) - *Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation exercises in systemic stratigraphy*. Oceanol. Acta, **26**: 115-127.
- BRALOWER T.J., KELLY D.C. & LECKIE R.M. (2002) - *Biotic effects of abrupt Paleocene and Cretaceous climatic effects*. JOIDES Journal, **28**, 1: 29-34.
- BURKE W.H., DENISON R.E., HETERINGTON E.A., KOEPNICK R.B., NELSON H.F. & ODO J. (1982) - *Variation of $^{67}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time*. Geology, **10**: 516-519.
- CERLING T.E. (1992) - *Use of carbon isotopes in paleosols as an indicator of the $P(\text{CO}_2)$ of the paleoatmosphere*. Global Biogeochem. Cycles, **6**, 3: 307-314.
- CLAYPOOL G.E., HOLSER W.T., KAPLAN I.R., SAKAI H. & ZAK I. (1980) - *The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation*. Chem. Geol., **28**: 199-260.
- COJAN I., RENARD M., COLSON J. & EMMANUEL L. (1994) - *Essai de stratigraphie haute résolution en milieu continental. Apport et limites des variations climatiques (Provence - Cretace sup.-Paléocène)*. I Congrès français Stratigraphie, Toulouse. Strata, **1**, 6: pp. 150.
- CORBIN J.C. (1994) - *Evolution géochimique du Jurassique du SE France: Influence des variations du niveau marine et de la tectonique*. Mem. Sci. Terre Univ. P. M. Curie Paris, **94**, 12: pp. 173.
- CORFIELD R.M., CARLIDGE J.E., PREMOLI SILVA I. & HOUSLEY R.A. (1991) - *Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Paleogene and Cretaceous limestones in the Bottaccione Gorge and the Contessa Highway sections, Umbria, Italy*. Terra Nova, **3**: 414-422.
- DE PAOLO D.J. & INGRAM B.L. (1965) - *High-resolution stratigraphy with strontium isotopes*. Science, **227**: 938-941.
- DUNN A. & MOORE T.C. JR. (1981) - *Late Miocene-Pliocene magnetic Epoch 9 - Gilbert Epoch calcium carbonate stratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean*. Geol. Soc. Amer. Bull., **92**: 408-451.
- DUPLESSY J.C. (1972) - *La géochimie des isotopes stables du carbone dans la mer*. Thesis, Paris Univ. VI, pp. 196.
- EDMOND J.M. (1992) - *Himalaya tectonics, weathering processes and the strontium isotope record in marine limestones*. Science, **258**: 1594-1597.
- EMILIANI C. (1955) - *Pleistocene temperatures*. J. Geol., **63**, 6: 538-578.
- EMMANUEL L. & RENARD M. (1993) - *Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Tithonian- Berriasian pelagic limestones of the vocontian trough (SE France)*. Bull. Centres Rec. Explor.- Prod. Elf Aquitaine, **17**, 1: 205-221.
- FAURE G. (1982) - *The marine strontium geochronometer*. In ODIN G.S. (Ed.): *Numerical dating in stratigraphy*. John Wiley & Sons, 73-80.
- FRAKES L.A. & BOLTON B.R. (1984) - *Origin of manganese giants: sea level change and anoxic-oxic history*. Geology, **12**: 83-86.
- GALE A.S., JENKYN H.C., KENNED W.J. & CORFIELD R.M. (1993) - *Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary*. J. Geol. Soc. London, **150**: 29-32.

- GARLICK G.D. (1969) - *The stable isotopes of Oxygen*. In WEDEPOHL K.H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*, 8B. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- GODDERIS Y. & FRANCOIS L.M. (1995) - *The Cenozoic evolution of the strontium and carbon cycles: relative importance of continental erosion and mantle exchanges*. *Chem. Geol.* **126**: 169-190.
- GRAHAM D.W., BENDER M.L., WILLIAMS D.S. & KEIGWIN L.D. (1982) - *Strontium calcium ratio in Cenozoic planktonic foraminifera*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1281-1292.
- HAYS J.D., SAITO T., OPDYKE N.D. & BURCKLE L.H. (1969) - *Pliocene-Pleistocene sediments of equatorial Pacific, their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record*. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **80**: 1481-1514.
- IATZOURA A., KOJAN I & RENARD M. (1991) - *Géochimie des coquilles d'oeufs des Dinosaures, Maastrichtien, Aix en Provence (France)*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **312**: 1343-1349.
- IMBRIE J., HAYS J.D., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS N.G., PRELL W.L. & SHACKLETON N.J. (1984) - *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record*. In BERGER A., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA J. & SALTZMAN B. (Eds.): *Milankovitch and climate*. NATO ASI series C; Mat. and Phys. Sciences, **126**: 269-305.
- JENKYN H.C., GALE A.S. & CORFIELD R.M. (1994) - *Carbon- and oxygen- isotope stratigraphy for the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance*. *Geol. Mag.*, **131**, 1: 1-34.
- KEIGWIN D. & KELLER G. (1984) - *Middle Oligocene cooling from Equatorial Pacific DSDP site 77B*. *Geology*, **12**: 16-19.
- KENNETT J.P. (1982) - *Marine Geology*. Univ. Rhode Island, Kingston. Prentice Hall (Ed.): pp. 813.
- KENNETT J.P. & PETERSON L.C. (2002) - *Rapid climate change: ocean response to Earth System instability in the Late Quaternary*. *JOIDES Journal*, **28**, 1: 5-10.
- KOCH P.L., ZACHOS J.C. & DETTMAN D.L. (1995) - *Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleocene Bighorn Basin (Wyoming, USA)*. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **115**: 61-89.
- KROON D., NORRIS R.D. & WILSON P. (2002) - *Exceptional global warmth and climatic transients recorded in oceanic sediments*. *JOIDES Journal*, **28**, 1: 11-18.
- KROOPNICK P., MARGOLIS S.V., & WONG C.S. (1977) - *$\delta^{13}C$ variations in marine carbonate sediments as indicator of the CO_2 balance between the atmosphere and the oceans. The fate fossil fuel CO_2 in the Ocean*. Plenum Press: 295-321.
- KYTE F.T. & BROWLEE D.E. (1985) - *Unmelted meteoric debris in the Late Pleistocene iridium anomaly. Evidence for the ocean impact for a non-chondritic asteroid*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 5: 1095-1108.
- LETOLLE R. & RENARD M. (1980) - *Evolution des teneurs en ^{13}C des carbonates pélagiques aux limites Cretace-Tertiaire et Paléocène-Eocène*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **290**: 827-830.
- MAGARITZ M. (1991) - *Carbon isotopes, time boundaries and evolution*. *Terra Nova*, **3**: 251-256.
- MALAIZE B., PAILLARD D., JOUZEL J., RAYNAUD D. (1999) - *The Dole effect over the last two glacial-interglacial cycles*. *J. Geophys. Res.*, **104**, D12: 14199-14208.
- MARGOLIS S.V., KROOPNICK P.M., GOODNEY D.E., DUPLEY W.C. & MAHONEY M. (1975) - *Oxygen and carbon isotopes from calcareous nannofossils as paleoclimatic indicators*. *Science*, **189**: 555-557.
- MATTHEWS R.K. & POORE M.Z. (1980) - *Tertiary $\delta^{18}O$ record and glacio-eustatic sea-level fluctuations*. *Geology*, **8**: 501-504.
- MCCARTHUR J.M. (1994) - *Recent trends in Sr isotope stratigraphy*. *Terra Nova*, **6**: 331-358.
- MCCARTHUR J.M. (1998) - *Strontium Isotope Stratigraphy*. In DOYLE P. & BENNET M.R. (Eds.): *Unlocking the Stratigraphical Record*. John Wiley & Sons, 221-241.
- MILLER K.G. & FAIRBANKS R.G. (1983) - *Oligocene-Miocene global carbon and abyssal circulation changes in the western North Atlantic*. *Nature*, **306**: 250-253.
- MILLER K.G., FAIRBANKS R.G. & MOUNTAIN G.S. (1987) - *Tertiary Oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion*. *Paleoceanography*, **2**: 1-19.
- MONTANARI A., ASARO F., MICHEL H.V. & KENNETT J.P. (1993) - *Iridium anomalies of late Eocene age at Massignano (Italy) and ODP Site 698B (Maud Rise, Antartic)*. *Palaios*, **8**: 420-437.
- NIJENHUIS I.A. (1999) - *Geochemistry of eastern Mediterranean sedimentary cycles: on the origin of Miocene to Pleistocene sapropels, laminites and diatomites*. *Geologica Ultraiectina, Thesis Univ. Utrecht*, **167**: pp. 168.
- ODIN G.S., RENARD M. & VERGNAUD-GRAZZINI C. (1982) - *Geochemical events as a mean of correlation*. In ODIN G.S. (Ed.): *Numerical dating in stratigraphy*. John Wiley & Sons, **2**: 37-71.
- OULASSON E. (1960) - *Sediments cores from the Indian Ocean*. *Rep. Swed. Deep Sea Res.*, 1947-1948, **9**: 53-58.
- PETTIT J.-R., JOUZEL J., RAYNAUD D., BARKOV N.-I., BARNOLA J.-M., BASILE I., BENDER M., CHAPPELLAZ J., DAVIS M., DELAYGUE G., DELMOTTE M., KOTLYAKOV V.-M., LEGRAND M., LIPENKOV V.-Y., LORIUS C., PEPIN L., RITZ C., SALTZMANN E. & STIEVENARD M. (1999) - *Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica*. *Nature*, **399**: 429-436.
- PETERMAN Z.E., HEDGE C.E. & TOURTELOT H.A. (1970) - *Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**: 105-120.

- PIERRE C. (1999) - *The oxygen and carbon isotope distribution in the Mediterranean water masses*. In Rohling E.J. (Ed.): *Fifth decade of Mediterranean paleoclimate and sapropel studies*. Marine Geology, **153**: 41-55.
- PIERRE C., ROUCHY J.M., LAUMONDAIS A. & GROESSENS E. (1984) - *Sédimentologie et géochimie isotopiques des sulfates évaporitiques givetiens et dinantiens du Nord de la France et du Belgique, importance pour la stratigraphie et la reconstitution des paléomilieux de dépôts*. C.R. Acad. Sci. Paris, **299**, 1: 21-26.
- PRATT L.M., FORCE E.R. & POMEROL B. (1991) - *Coupled manganese and carbon-isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian-Turonian boundary*. J. Sediment. Petrol., **61**, 3: 370-383.
- RENARD M. (1979) - *Aspect géochimique de la diagenèse des carbonates. Teneurs en strontium et en magnésium des carbonates: essai d'interprétation de l'inversion de la corrélation Sr-Mg observée dans les carbonates du domaine pélagique par rapport a ceux du domaine néritique*. Bull. B.R.G.M., sect. IV, **2**: 133-152.
- RENARD M. (1985) - *La chimiostratigraphie*. Géochronique, **13**: 16-20.
- RENARD M. (1986) - *Pelagic carbonate chemiostratigraphy (Sr, Mg, ¹⁸O, ¹³C)*. Marine Micropaleont., **10**: 117-164.
- RENARD M. (COORD.), DAUX V., CORBIN J.-C., EMMANUEL L. & BAUDIN F. (1997) - *La chimiostratigraphie*. In: REY J. (COORD.), BAUDIN F., BELKALLOU N.K., CAMPY M., CAPDEVILA R., CLAUER N., CORBIN J.-C., COTILLON P., COUREL L., DAUX V., DUMAY J., EMMANUEL, GALBRUN B., DE GOER DE HERVÉ A., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.-P., LEBRET P., MACAIRE J.-J., MARIOUD P., MENILLET F., MEYER M., RABILLER P., RAYNOUD J.-F., RENARD M., THIERRY J.: *Stratigraphie Terminologie Française*. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, **19**: 37-50.
- RICHTER F.M., ROWLEY D.B. & DE PAOLO D.J. (1992) - *Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics*. Earth Planet. Sci. Lett., **109**: 11-23.
- ROCCHIA R., BOCLET D., BONTE P., CASTELLARIN A. & JEHANNO C. (1986) - *An iridium anomaly in the Middle-Lower Jurassic of the Venetian Region (N Italy)*. J. Geophys. Res., **91**, 13: 259-262.
- RUDDIMAN W.F. & MCINTYRE A. (1976) - *Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years*. In CLINE R.M. & HAYS J.D. (Eds.): *Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Geol. Soc. Amer. Mem., **145**: 111-146.
- RUDDIMAN W.F., MCINTYRE A. & RAYMO M.E. (1987) - *Paleoenvironmental results from North Atlantic sites 607 and 609*. In RUDDIMAN W.F. et alii (Eds.): *Initial Reports DSDP*, **94**: 855-878.
- RUDDIMAN W.F., RAYMO M.E. & MCINTYRE A. (1986) - *Matuyama 41,000 year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets*. Earth Planet. Sci. Lett., **80**: 117-129.
- SAVIN H. & DOUGLAS R.G. (1973) - *Stable isotope and magnesium geochemistry of Recent planktonic foraminifera from the South Pacific*. Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 2327-2342.
- SAVIN H., DOUGLAS R.G. & STEHLI F.G. (1975) - *Tertiary marine paleotemperatures*. Geol. Soc. Amer. Bull., **86**: 1499-1510.
- SCHOLLE P.A. & ARTHUR M.A. (1980) - *Carbon isotope fluctuation in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool*. AAPG Bull., **64**: 67-87.
- SHACKLETON N.J. & HALL A. (1984) - *Carbon isotope data from Leg 74 sediments*. In MOORE T.C. Jr. et alii (Eds.): *Initial Reports DSDP*, **74**: 613-644.
- SHACKLETON N.J. & HALL A. (1989) - *Stable isotope history of the Pleistocene at ODP Site 677*. In BECKER H., SAKAI H. et alii Proj. ODP, Sci. Results, **111**: 295-316, College Station, TX.
- SHACKLETON N.J., HALL M.A. & BLEIL U. (1985) - *Carbon isotope stratigraphy site 577*. Initial Reports DSDP, **86**: 503-512.
- SHACKLETON N.J. & KENNETT J.P. (1975) - *Paleotemperature history and the initiation of antartic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis*. In KENNETT J.P. et alii (Eds.): *Initial Reports DSDP*, **29**: 743-755.
- SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1973) - *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁴ and 10⁶ years scale*. Quat. Res., **3**: 39-55.
- UREY H.C. (1947) - *The thermodynamic properties of isotopic substances*. Journ. Chem. Soc., **1947**: 562-581.
- VEIZER J., HOLSER T. & WILGUS C.K. (1980) - *Correlation of ¹³C/¹²C and ³⁴S/³²S secular variations*. Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 4: 579-588.
- VERGNAUD-GRAZZINI C. & OBERHAENSLI H. (1986) - *Isotopic events at the Eocene-Oligocene boundary transition*. In POMEROL C. & PREMOLI SILVA I. (Eds.): *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. Elsevier Sci., **9**: 311-329.
- WEAVER P.P.E. (1993) - *High resolution stratigraphy of marine Quaternary sequences*. In HAILWOOD E.A. & KIDD R.B. (Eds.): *High Resolution Stratigraphy*. Geol. Soc. Spec. Publ., **70**: 137-153.
- WEISSERT H. & CHANNEL J.E.T. (1989) - *Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling?* Paleoceanography, **4**, 4: 483-494.
- WILLIAMS D.F., LERCHE I. & FULL W.E. (1988) - *Isotope Chronostratigraphy. Theory and Methods*. San Diego Academic Press, Geology Series, pp. 345.
- WILSON P.A., OPDYKE B.N. & ELDERFIELD H. (1995) - *Strontium-isotope geochemistry of carbonates from Pacific Guyots*. In HAGGERTY J.A., PREMOLI SILVA I., RACK F. & MCNUTT M.K.: *Proceedings of the ODP, SR*, **144**: 447-457.

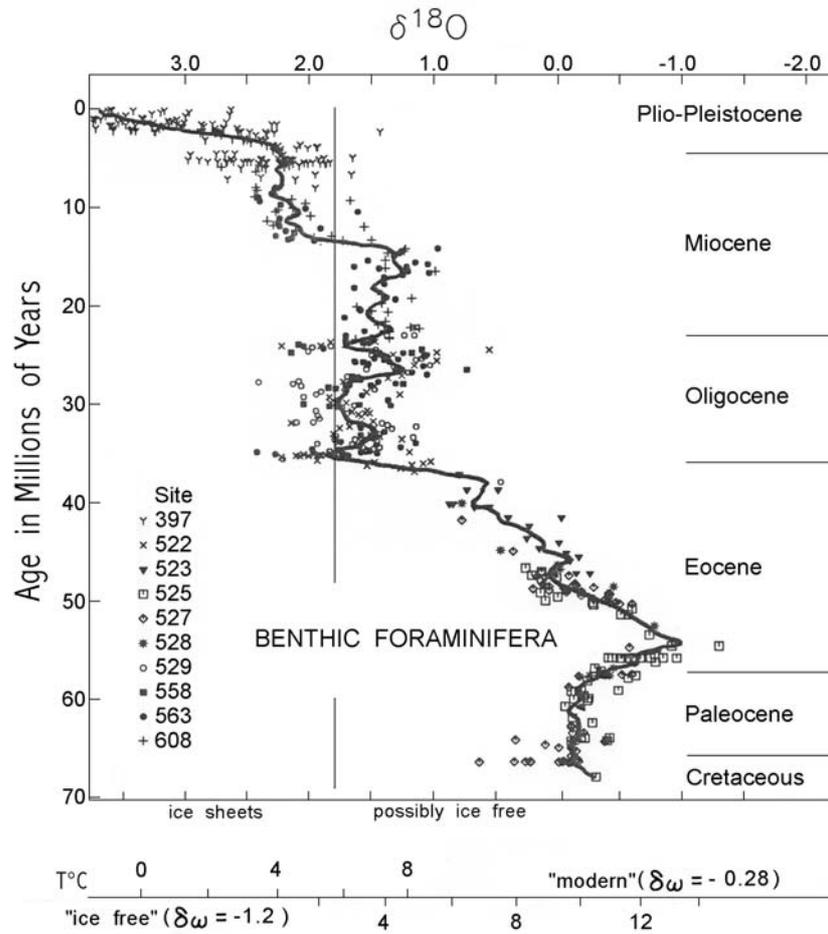


Fig. 1a - Curva delle variazioni degli isotopi dell'ossigeno, misurate sui foraminiferi bentonici dell'Oceano Atlantico (da MILLER *et alii*, 1987).

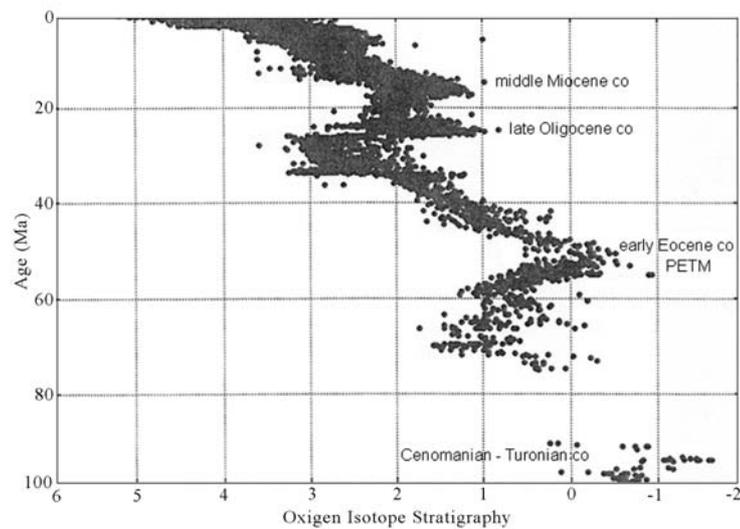


Fig. 1b - Curva delle variazioni degli isotopi dell'ossigeno negli ultimi 100 milioni di anni, registrate in numerosi siti ODP (da KROON *et alii*, 2002).

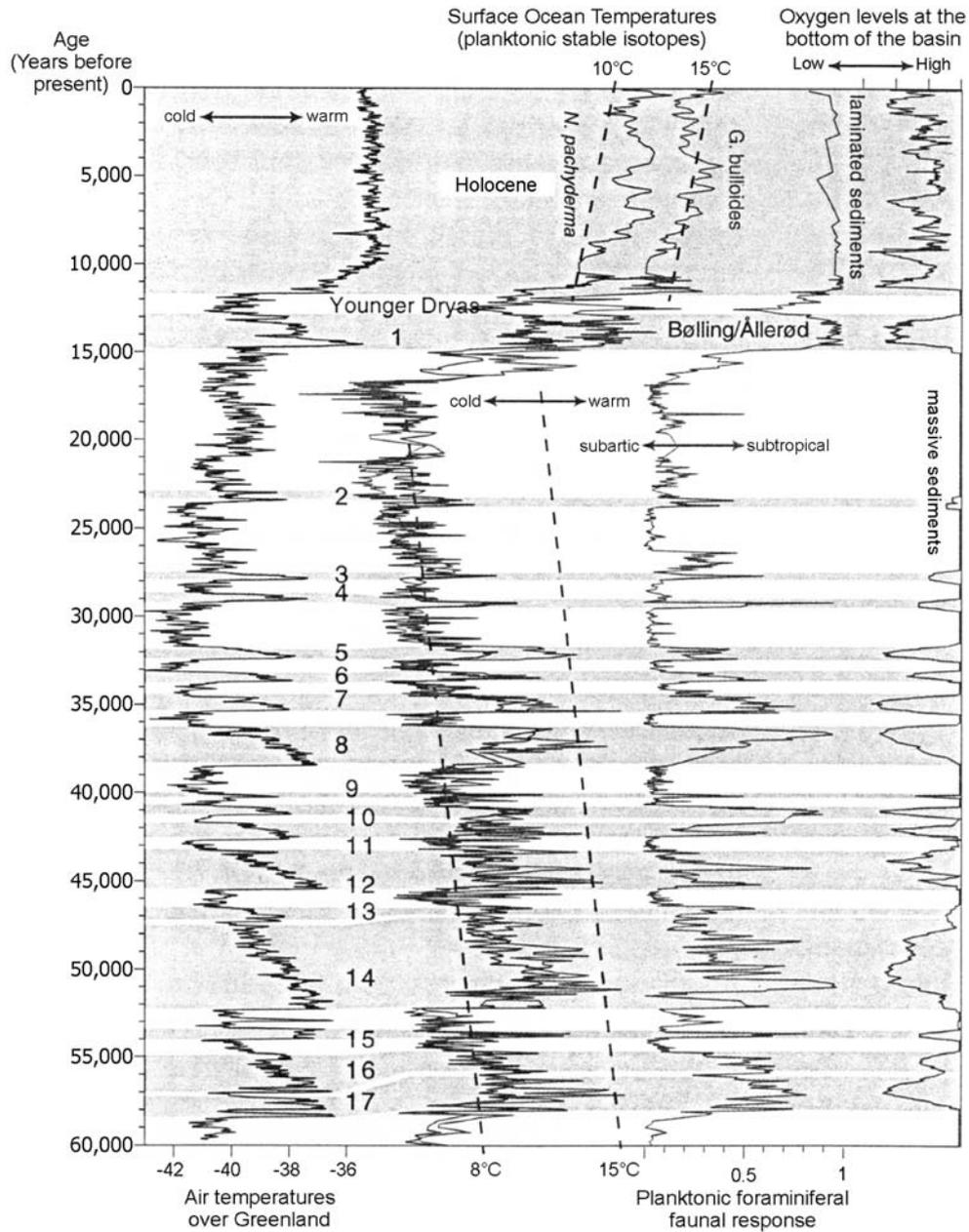


Fig. 2 - Variazioni estremamente rapide del $\delta^{18}\text{O}$ negli ultimi 60.000 anni (da KENNET & PETERSON, 2002).

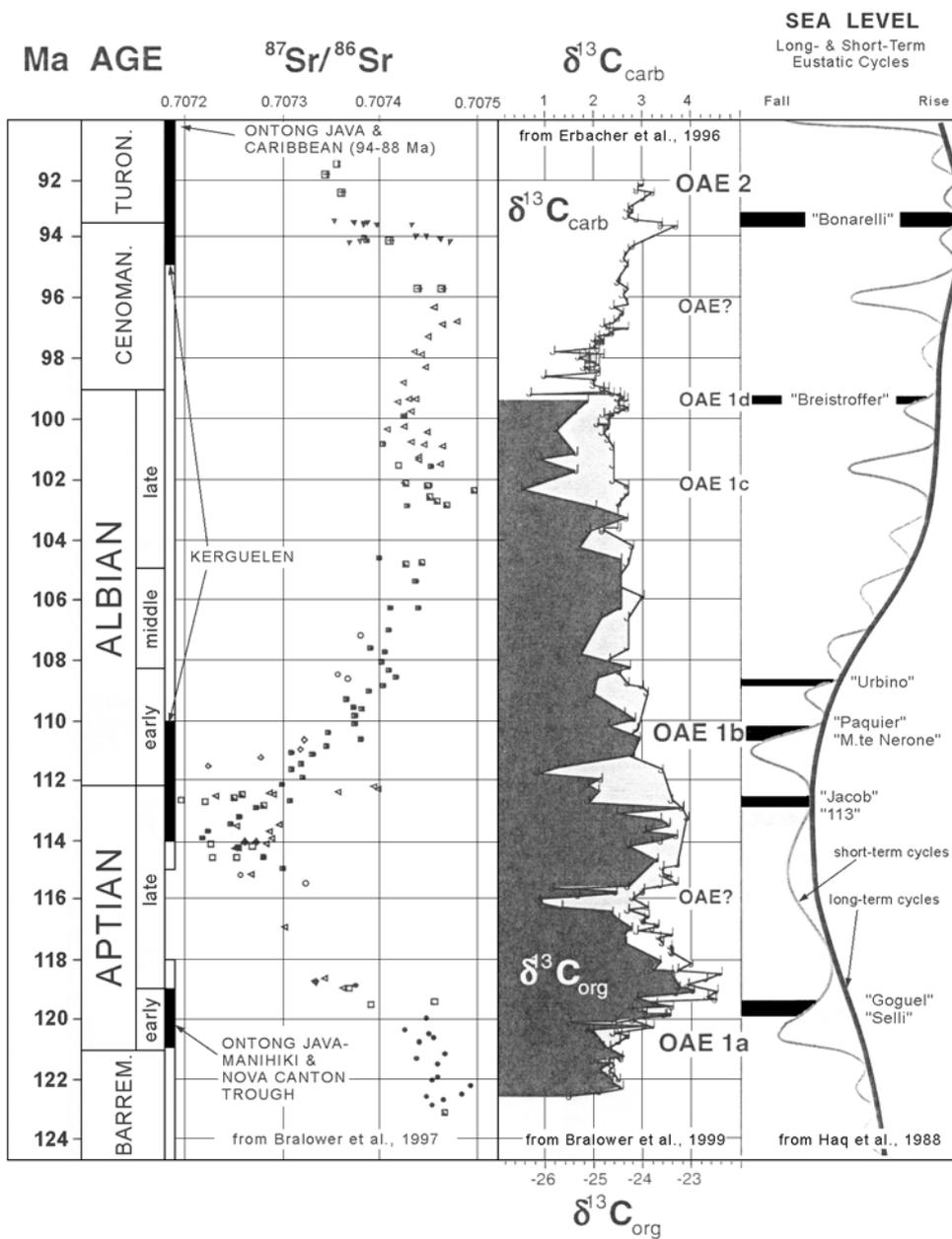


Fig. 3 - Correlazione tra le variazioni isotopiche dello Stronzio e del Carbonio e gli eventi anossici oceanici (OAEs) (da BRALOWER *et alii*, 2002).

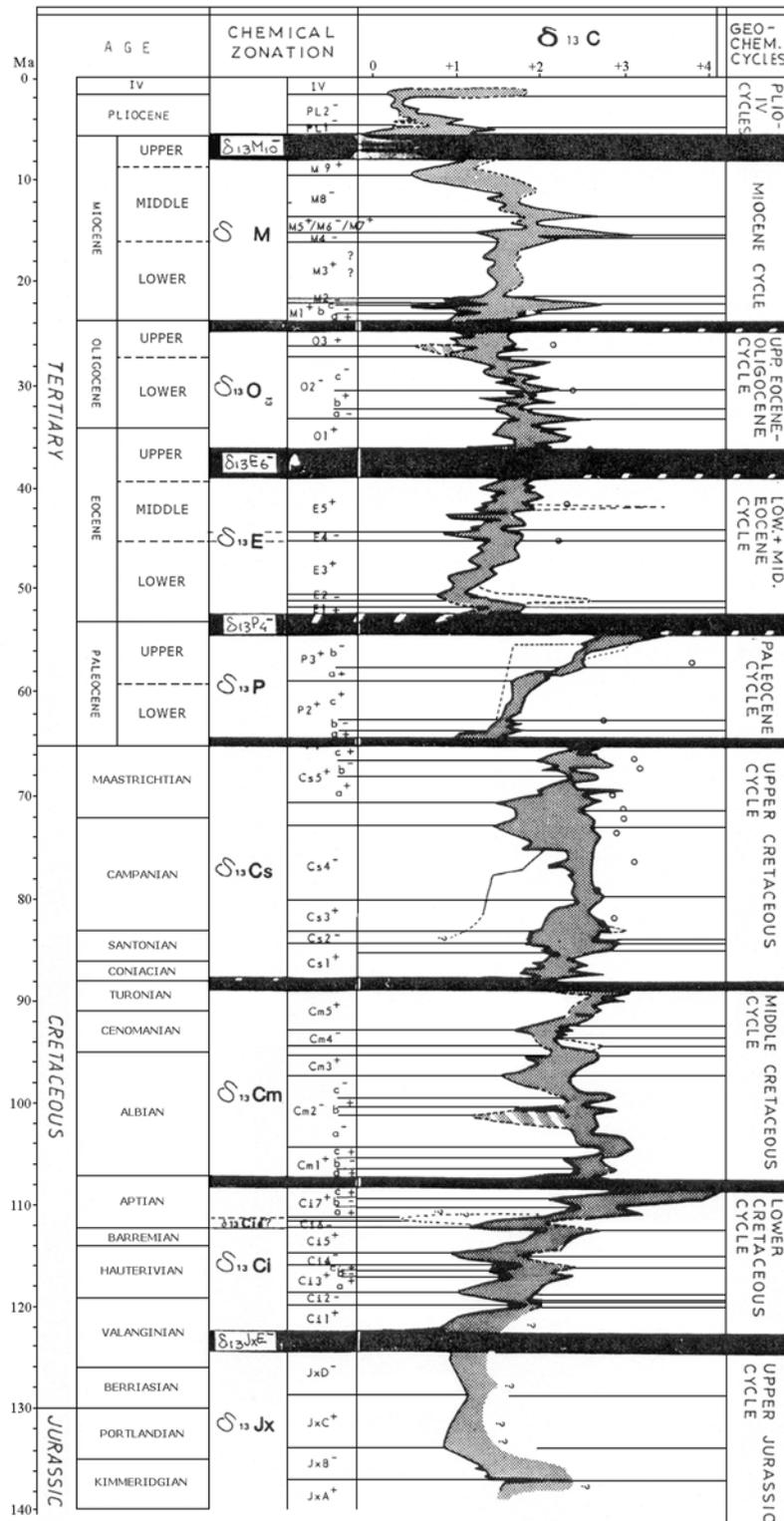


Fig. 4 - Variazioni isotopiche del Carbonio durante gli ultimi 140 Ma, e le corrispondenti zonazioni chimiche (da RENARD, 1986).

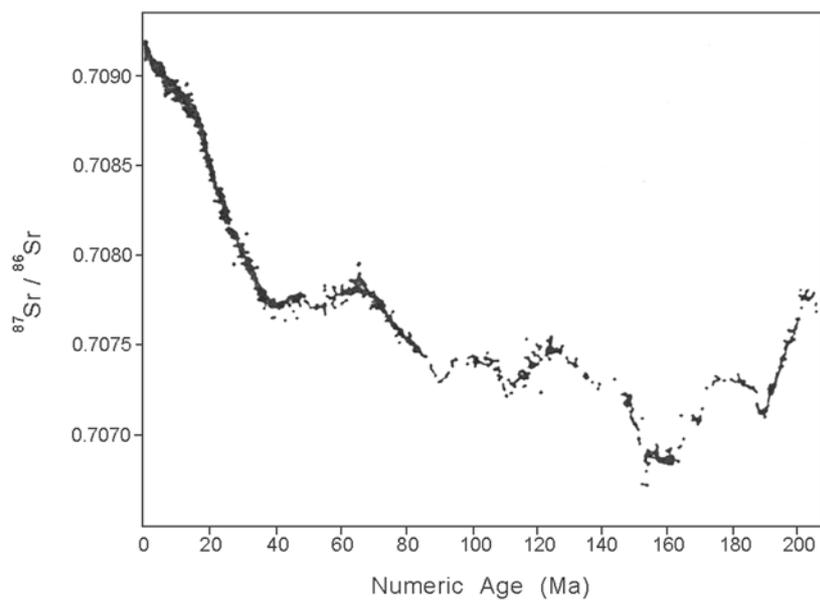


Fig. 5 - Variazioni del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante gli ultimi 206 Ma (da Mc ARTHUR, 1998).

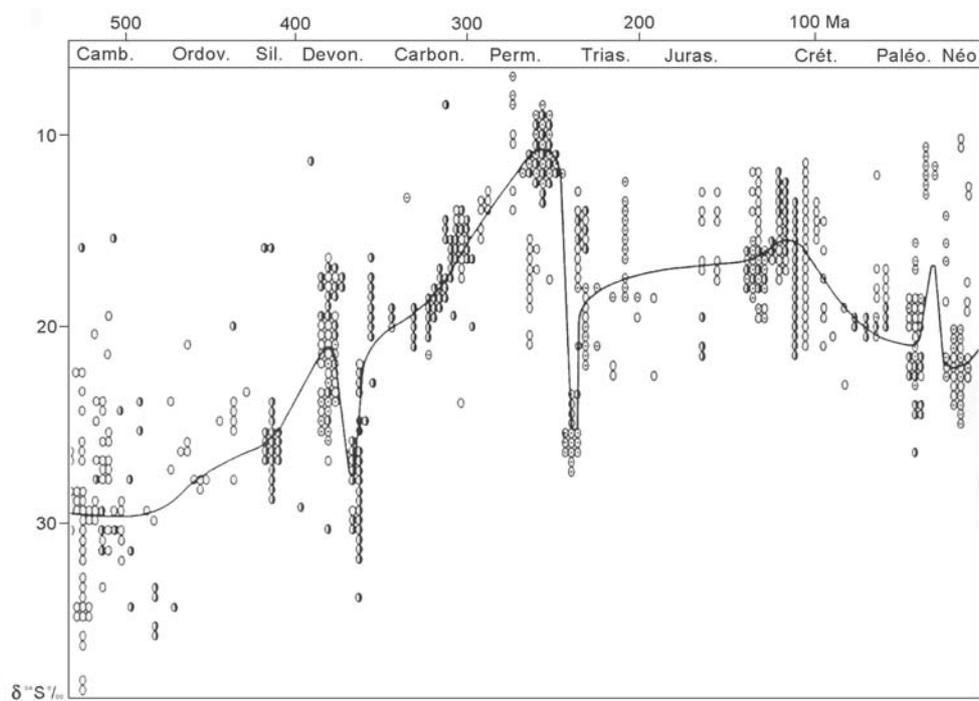


Fig. 6 - Evoluzione del rapporto isotopico dello zolfo (da ODIN *et alii*, 1982).

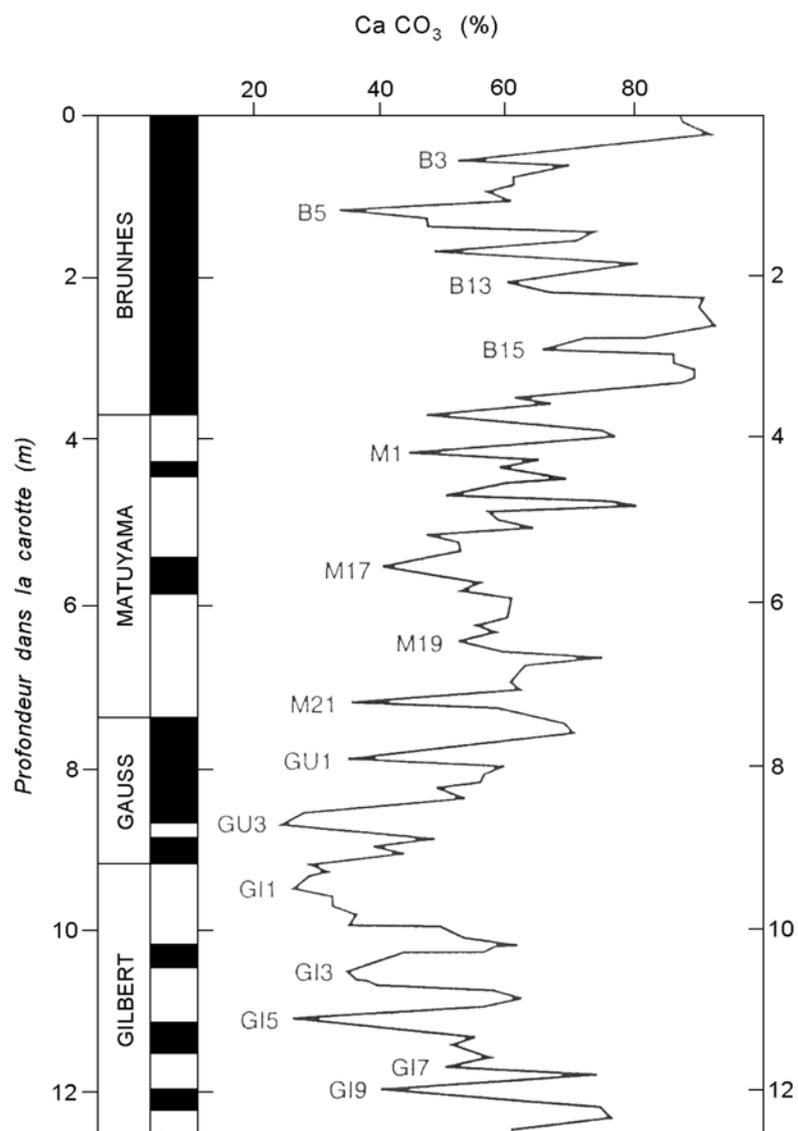


Fig. 7 - Magnetostratigrafia e chemostratigrafia basata sulle fluttuazioni del tenore in CaCO_3 di una carota del Pacifico equatoriale (da RENARD *et alii*, 1997).

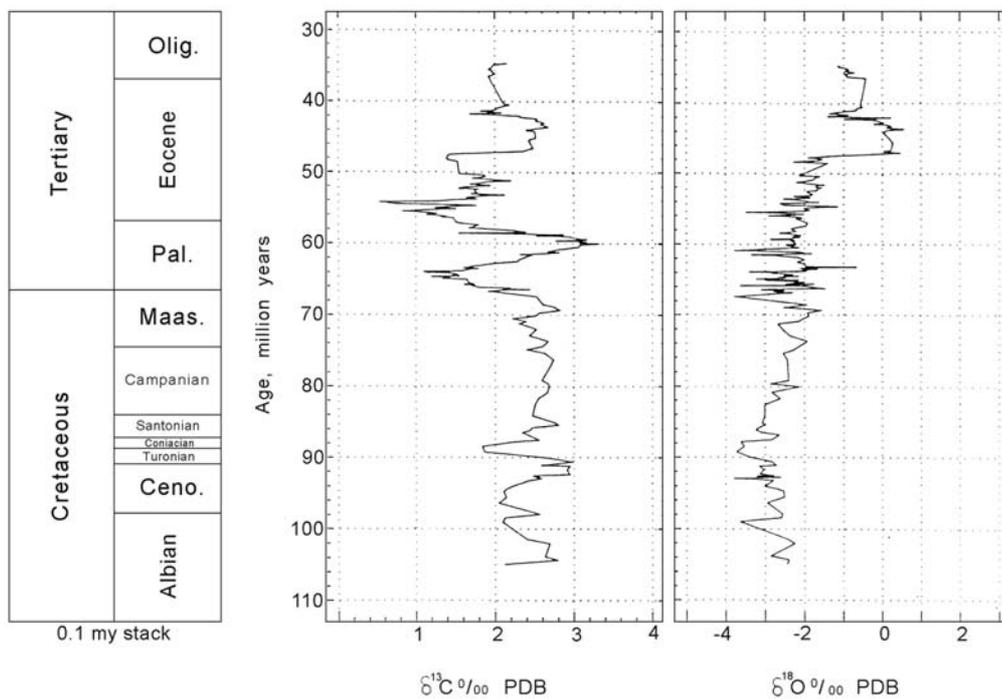


Fig. 8 - Cronostratigrafia dell'area di Gubbio basata sugli isotopi dell'Ossigeno e del Carbonio, ottenuta analizzando i dati delle sezioni Bottaccione e Contessa Highway (da CORFIELD *et alii*, 1991).

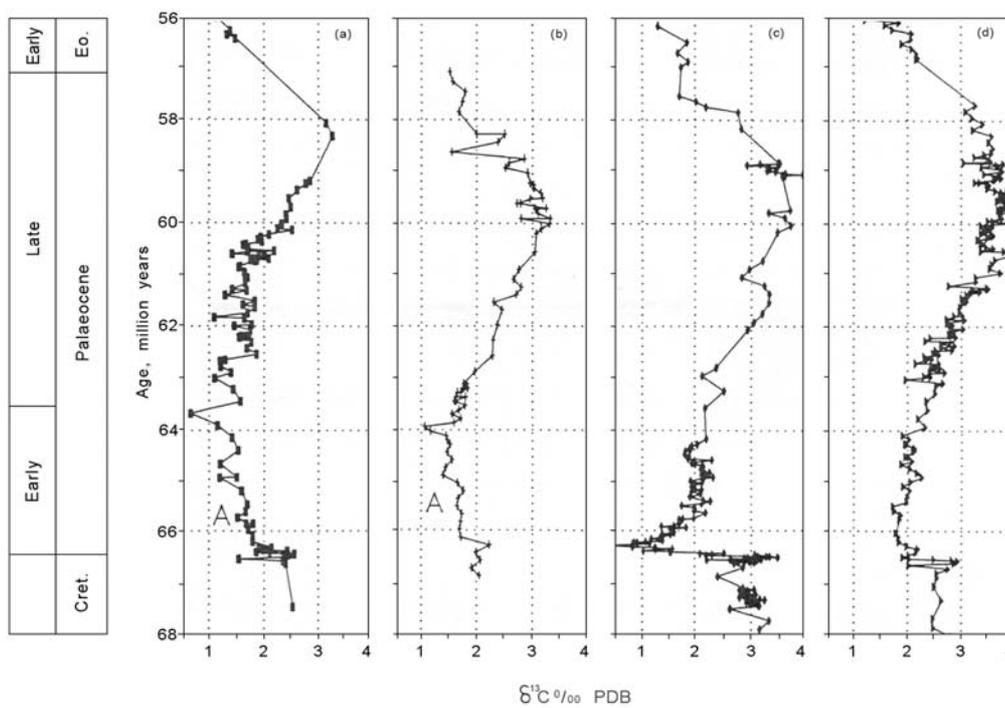


Fig. 9 - Stratigrafia isotopica basata sul Carbonio nel Paleocene dell'area di Gubbio delle sezioni Bottaccione (a) e Contessa Highway (b). I dati sono confrontati con quelli di alcune carote del DSDP Leg 74 (c) e DSDP Leg 86 (d) (da CORFIELD *et alii*, 1991).

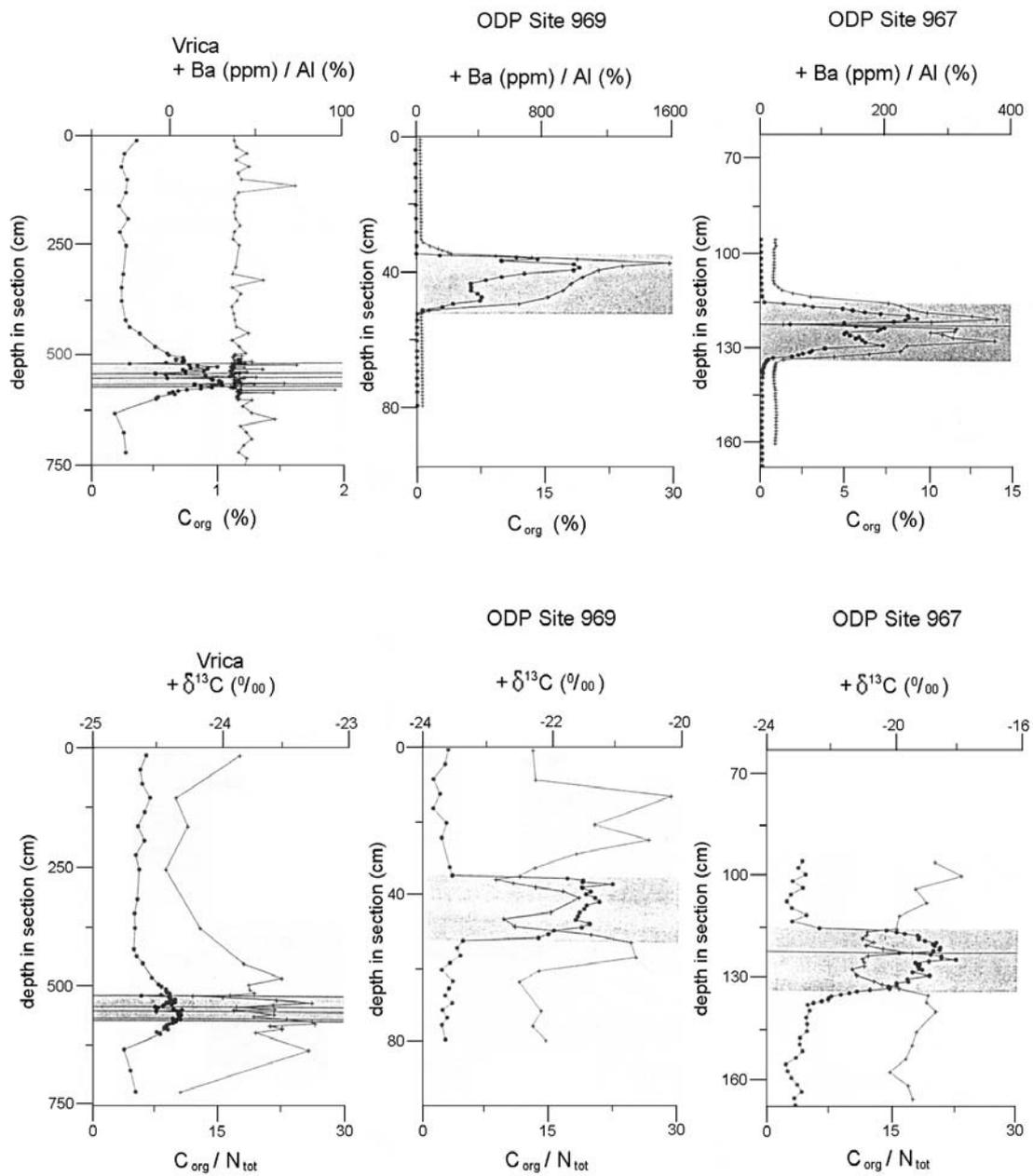


Fig. 10 - Andamenti del C_{org} e Ba/Al con la profondità in Vrica, ODP Sites 969 e 967 (in alto) e di C_{org} / N_{tot} e $\delta^{13}C_{org}$ con la profondità (in basso) (da NIJENHUS, 1999).

13. - CICLOSTRATIGRAFIA ORBITALE

13.1. - INTRODUZIONE

Il termine ciclo è profondamente radicato in geologia, soprattutto con riferimento alla ciclicità sedimentaria, ed ha avuto diverse definizioni. La ciclostratigrafia è *una branca della stratigrafia che si occupa di identificare, caratterizzare, correlare e interpretare variazioni cicliche (periodiche o quasi-periodiche) nella registrazione stratigrafica, ed in particolare della loro applicabilità in geocronologia, migliorando l'accuratezza e la risoluzione degli inquadramenti stratigrafico-temporali* (circolare ISSC 100, 25 gennaio 2002).

In particolare la ciclostratigrafia orbitale, fin dalle sue origini, si occupa dello studio della ritmicità nei sedimenti indotta dai parametri orbitali terrestri, quali l'obliquità, l'eccentricità e la precessione, aventi periodi rispettivamente di circa 40 ka, 100 ka (eccentricità breve) e 21 ka. L'ipotesi dell'influenza dei parametri orbitali e della loro variazione nel tempo sui processi sedimentari risale alla fine del secolo XIX, con le osservazioni di GILBERT (1895) sulle stratificazioni ritmiche delle successioni cretache del Colorado (Usa), tramite le quali venne calcolata anche la durata approssimativa di parte del Cretaceo superiore, con risultati che non distano molto dai dati delle scale geocronologiche attuali. Le conoscenze sulle variazioni orbitali e sulla loro influenza sul clima aumentarono grazie agli studi di MILANKOVITCH (1941), che pose delle solide basi matematiche alla teoria del controllo astronomico nelle epoche glaciali. La più importante conferma alla validità di questa teoria si ebbe quando si riuscì a dimostrare il controllo astronomico sulle glaciazioni pleistoceniche (HAYS *et alii*, 1976; IMBRIE *et alii*, 1984).

Successivamente la stessa influenza fu riconosciuta anche per intervalli precedenti il Quaternario [FISCHER, 1981; ARTHUR, 1979; ANDERSON, 1982; DE BOER & WONDERS, 1984; molte altre pubblicazioni, le più importanti delle quali raccolte in *Milankovitch and Climate*, 1984, parte I, BERGER *et alii* (Eds.); *Terra Nova*, 1989, vol. 1/5; *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*, 1994, DE BOER & SMITH (Eds.); *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, 1995, HOUSE & GALE (Eds.)].

Gli sviluppi più recenti della ciclostratigrafia orbitale riguardano il significato temporale della ciclicità sedimentaria per la calibrazione della scala dei tempi geologici.

La periodicità è infatti organizzata gerarchicamente e consente di dividere il tempo geologico in intervalli brevi per quantificare con alta precisione il tempo trascorso tra eventi correlabili nelle successioni stratigrafiche, quali inversioni magnetiche o bioeventi. La scala paleomagnetica e biocronologica sono state sempre utilizzate per misurare la durata dei ritmi sedimentari, ma da una decina d'anni si assiste ad un'inversione di tendenza: la ciclicità sedimentaria controllata dalle perturbazioni orbitali può essere utilizzata come strumento per calibrare le scale geocronologiche. La possibilità di riconoscere ciclicità ad alta frequenza nei sedimenti si è evoluta nella costruzione di una scala dei tempi astronomici (ATS, Astronomical Time Scale) per gli ultimi 10 milioni d'anni (SHACKLETON *et alii*, 1990; HILGEN, 1991a, b; SHACKLETON *et alii*, 1995; HILGEN *et alii*, 1995; LOURENS *et alii*, 1996), con frequenti proposte di affinamento. La scala ATS è basata prevalentemente su sedimenti marini, più continui di quelli continentali sia in senso verticale che orizzontale e con un record fossilifero più completo. In questo senso la ciclostratigrafia orbitale ha fornito un contributo decisivo al miglioramento della scala cronostratigrafica del Neogene-Quaternario. Bisogna però ricordare che le datazioni numeriche calcolate con i cicli orbitali sono accurate nel Pleistocene, nel Pliocene e nel Miocene superiore, dove i cicli orbitali possono essere riferiti ad una scala dei tempi ancorata all'Attuale. Per tempi antecedenti sussistono problemi legati da un lato alla difficoltà di reperire successioni stratigrafiche che mostrino variazioni cicliche e dispongano di dati paleomagnetici, e dall'altro lato sono legati alle incertezze sulla durata dei cicli orbitali, che nel corso dei tempi geologici hanno subito delle variazioni.

Indagini ciclostratigrafiche di dettaglio si sono rivelate utilissime nella determinazione della durata di intervalli stratigrafici, di solito piani (ad esempio, la durata del Cenomaniano fu calcolata in 7 Ma, contando i cicli calcareo-marna del Cretaceo degli Appennini ed assumendo un controllo della ritmicità da parte della precessione, con un periodo di 21 ka; analogamente SANDULLI, 1999, ha calcolato nei carbonati di piattaforma dei Monti di Podgorica, Montenegro, la durata del Barremiano in 5.3 Ma in base al conteggio dei cicli dell'eccentricità lunga o *superbundle*), oppure nella determinazione della durata di zone biostratigrafiche o magnetostratigrafiche con precisione superiore al metodo radiometrico.

Un'altra applicazione importante della ciclostratigrafia orbitale riguarda il legame tra ciclicità sedimentaria e variazioni climatiche a grande scala; in questo senso la ciclostratigrafia orbitale si rivela uno strumento potenzialmente di grande importanza per la comprensione dell'evoluzione climatica.

13.2. - DEFINIZIONI

Prima di introdurre i vari metodi della ciclostratigrafia orbitale è necessario definire un certo numero di termini che ricorrono più volte nel corso del capitolo.

Ciclo sedimentario. Nonostante l'attuale comprovata utilità e diffusione della ciclostratigrafia orbitale, essa fa parte di quelle metodologie stratigrafiche non formalizzate nell'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994). Solo

recentemente (ISSC 94 del 24 maggio 1999) è stato formato nell'ambito della International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) un gruppo di lavoro sulla ciclostratigrafia, il cui primo documento è reperibile nella circolare ISSC 97 del 10 luglio 2000, appendice A, cui fa seguito un questionario ed un secondo documento nella circolare ISSC 100 del 25 gennaio 2002.

In quest'ultimo documento viene definita la "ciclostratigrafia", così come riportata nell'introduzione a questo capitolo, e viene discusso il significato del termine "ciclo sedimentario", utilizzato nei modi più diversi, generalmente riferendosi a ripetizioni più o meno regolari di litofacies nelle successioni sedimentarie.

Il gruppo di lavoro precisa che un "ciclo sedimentario", così come usato in ciclostratigrafia, deve essere *una successione di litofacies ripetuta più volte ed associata, almeno presumibilmente, ad un sistema oscillante che pertanto ne determina il significato temporale (successione periodica o quasi-periodica)*; questo termine, quindi, può essere usato solo per indicare ripetizioni che rappresentino approssimativamente lo stesso intervallo temporale (per esempio, i cicli sedimentari indotti dalle variazioni dei parametri orbitali terrestri). Si possono distinguere, sulla base della periodicità, dei cicli di diversa durata, ad esempio cicli di 100 ka. Per questo motivo, nella prima descrizione di terreno, quando non è ancora stato dimostrato in modo accurato il significato temporale di intervalli ciclici in una successione, è raccomandabile usare dizioni generiche.

Queste indicazioni non hanno per il momento incontrato pieno riscontro da parte della comunità scientifica; alcuni Autori, ad esempio, sono in disaccordo con questo significato più ristretto dei cicli sedimentari e preferiscono mantenere definizioni più generiche per il termine "ciclo" (e.g. FISCHER, 2001, circolare ISSC 99). Per questi motivi è opportuno sottolineare il carattere di "lavoro in divenire" delle definizioni operative riportate in questo paragrafo.

È importante anche il collegamento delle unità ciclostratigrafiche con la geocronologia, derivante dal significato temporale dei cicli. L'età assoluta dei cicli può essere determinata dall'Oligocene all'Attuale tramite calibrazione con la curva astronomica su cui si basa questa parte della scala dei tempi geologici. Per cicli più antichi, ci si deve basare sulla presunta durata dei cicli di precessione in quel momento geologico. Questa operazione può risultare estremamente importante per verificare l'accuratezza del metodo radiometrico col quale è costruita la scala geocronologica prima del Neogene; inoltre permette la costruzione di una scala dei tempi astronomici (ATS, Astronomical Time Scale), basata sulla correlazione diretta dei cicli e della successione dei tempi astronomici. Nella circolare ISSC 100 l'ATS è definita come *una scala dei tempi geologici con età assolute, derivata dalla calibrazione dei cicli sedimentari e altre variazioni cicliche nelle successioni sedimentarie con una scala dei tempi astronomici. I croni e gli eventi biostratigrafici sono direttamente ancorati a tale scala tramite una calibrazione di primo ordine, in particolar modo se essi sono collocati nelle stesse sezioni stratigrafiche che sono servite per costruire la scala dei tempi astronomici*. Per quanto riguarda la nomenclatura, il gruppo di lavoro sulla ciclostratigrafia ha proposto di utilizzare una nomenclatura basata sui cicli sedimentari di eccentricità lunga (400 ka), numerati all'indietro a partire dall'Attuale. Questi cicli sono quelli di lungo periodo orbitale più stabile e possono essere suddivisi in cicli di eccentricità breve (circa 100 ka) e/ o in cicli di precessione (circa 20 ka); inseriti nella scala standard dei tempi geologici, possono favorirne la calibrazione astronomica.

Variazioni orbitali. Le variazioni orbitali esercitano un'influenza sul clima, in quanto determinano il grado di insolazione latitudinale e stagionale. Il clima è, nella sua globalità, dipendente dalle variazioni periodiche dell'obliquità dell'asse terrestre, dai cicli di precessione degli equinozi e dal cambiamento dell'eccentricità dell'orbita terrestre.

Obliquità: rappresenta l'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre rispetto alla perpendicolare al piano dell'eclittica. L'obliquità terrestre cambia di circa 2,5 gradi di arco, variando da 22° a circa 24,5°; il periodo di tale variazione è di circa 41 ka. Influenza la media dell'insolazione stagionale ed i contrasti stagionali, ed ha effetti più marcati nelle regioni polari, dove un aumento di obliquità causa estati più calde ed inverni più rigidi, meno favorevoli allo sviluppo dei ghiacciai.

Eccentricità: è legata alla variazione dell'orbita ellittica della Terra e, conseguentemente, alla variazione della differenza tra la distanza Terra-Sole in afelio ed in perielio; ha periodicità più frequenti di 100 ka (maggiori componenti a 98 e 126 ka), 400, 1.290, 2.030 e 3.400 ka.

Precessione: è dovuta alla rotazione della linea degli equinozi e della linea degli apsi, che congiuntamente causano uno spostamento (anticipo) del punto vernale sull'eclittica, cioè del punto in cui si verifica l'equinozio di primavera. Influisce sulla durata delle stagioni e sui contrasti stagionali, spostando le stagioni rispetto ad afelio e perielio. Ha un periodo che varia tra 14 e 28 ka, con una media di 21 ka (FISCHER *et alii*, 1990). La sua influenza sull'irradiazione solare è sensibile solo se l'effetto risulta combinato a quello di eccentricità ("Indice di Precessione", BERGER, 1978), in quanto il segnale risulta modulato attraverso le variazioni stagionali (intensità e durata) legate all'eccentricità terrestre. Il risultato di questa azione integrata è il verificarsi di cicli climatici che hanno il periodo della precessione, ma la cui ampiezza varia in risposta all'eccentricità. Un forte segnale di eccentricità è stato associato da altri Autori, piuttosto che all'interazione con il moto di precessione, a fenomeni di amplificazioni non lineari prodotte dal sistema di circolazione oceanica (HASSELMAN, 1976), oppure a meccanismi di "feed-back" legati allo sviluppo delle calotte glaciali.

Obliquità e precessione, che dipendono dalla velocità di rotazione terrestre e dalla distanza Terra-Luna e sono costituite da numerose componenti armoniche, la cui lunghezza d'onda non è costante, possono essere verosimilmente cambiate nel corso dei tempi (BERGER *et alii*, 1989; BERGER & LOUÏRE, 1994).

Banda di Milankovitch (“*Milankovitch band*”). Banda di frequenze che ricadono all'interno dei cicli orbitali (moto di precessione, obliquità dell'asse terrestre, eccentricità dell'orbita della Terra attorno al Sole) (fig. 1).

Coppia. Ciclo elementare. Nei depositi pelagici il ciclo elementare è rappresentato da una coppia di strati, uno dei quali può essere molto sottile. Nei depositi di mare basso, ed in particolare in quelli carbonatici, il ciclo elementare è generalmente costituito da uno strato che contiene evidenze di una oscillazione relativa del livello del mare.

Bundle. Ciclo costituito da gruppi di cicli elementari (nei casi ideali da 5 cicli o coppie di strati legati alla precessione, che formano un *bundle* legato all'eccentricità breve).

Superbundle. Ciclo costituito da gruppi di *bundle* (nei casi ideali da 4 *bundle* legati al ciclo dell'eccentricità breve che formano un *superbundle* legato all'eccentricità lunga).

13.3. - CICLOSTRATIGRAFIA ORBITALE

13.3.1 - *Influenza delle variazioni dei parametri orbitali sul clima*

L'interazione tra meccanismi orbitali ed insolazione è estremamente complessa ed è ancora oggi oggetto di studio. La paleoclimatologia studia le relazioni tra il grado di insolazione ed il clima a scala globale, e tiene conto di quattro fattori: i parametri orbitali, l'insolazione, i modelli climatici ed i dati geologici (BERGER, 1988). È stata dimostrata l'influenza di questi fattori su alcuni meccanismi climatici, come il volume dei ghiacci, la circolazione marina globale e la circolazione al fondo, il limite tra le fasce climatiche aride ed umide.

Variazioni a lungo termine dei parametri di obliquità ed eccentricità provocano piccole variazioni climatiche, mentre i cicli di precessione possono influenzare decisamente le fasce climatiche equatoriali, spostandone la latitudine. Alle medie latitudini (20°-40°) le variazioni dei parametri orbitali influenzano la durata delle stagioni, il contrasto estate-inverno e l'intensità dei monsoni (KUTZBACH & OTTO-BLIESNER, 1982). A latitudini maggiori (>40°) è dominante l'effetto dell'obliquità terrestre (VAN WOERKOM, 1953; BERGER, 1978; KEMPER, 1987).

Le variazioni orbitali non influenzano direttamente i meccanismi sedimentari, ma provocano variazioni di insolazione, che si ripercuotono con modalità complesse sul clima e sulla sua dinamica. A loro volta, però, le variazioni legate all'insolazione ed al clima possono avere un controllo sui sistemi sedimentari, in quanto possono generare cambiamenti nella temperatura delle masse d'acqua profonde, nella disponibilità di ossigeno (cicli di ossidoriduzione), nell'associazione delle comunità biotiche, nella forza delle correnti di fondo, nella profondità dell'isocline e quella di compensazione della calcite (cicli di dissoluzione), nel grado di riciclo dei nutrienti nell'oceano (FISCHER *et alii*, 1990). Inoltre, si può avere uno spostamento latitudinale del confine tra fascia umida e arida, un cambiamento nella velocità e direzione dei venti, che a sua volta può indurre variazioni cicliche dell'*upwelling* e dell'apporto di sedimenti. Infine, anche l'eustatismo può subire delle modifiche forzate dalle variazioni climatiche indotte dai parametri orbitali; è ormai unanimemente accertato il legame tra queste ultime ed il volume dei ghiacci nel Pleistocene, dedotto dai cambiamenti degli isotopi stabili dell'ossigeno nell'acqua marina, come suggerito dalla composizione del guscio dei foraminiferi nelle carote di fondo oceanico (EMILIANI, 1955).

13.3.2. - *Influenza delle variazioni del clima sulla sedimentazione*

Alcuni cambiamenti nell'insolazione possono essere trasferiti ai sedimenti direttamente, ma la risposta non è quasi mai lineare e può essere più pronunciata a certe latitudini ed in certi ambienti sedimentari. I processi di sedimentazione, inoltre, sono dipendenti da moltissimi fattori e non solo dall'insolazione; soprattutto non sono ancora chiari i meccanismi tramite i quali una variazione di insolazione possa essere trasferita e codificata nel sedimento. La risposta del sistema sedimentario al sistema astronomico è, infatti, filtrata e pertanto deformata dal sistema climatico ed oceanico, che possono produrre alterazioni nella frequenza, nella fase e nell'ampiezza del segnale primario, o addirittura distruggerlo.

Tuttavia è ormai dimostrato che cicli sedimentari indotti da variazioni orbitali sono diffusi ampiamente in diversi tipi di facies, marine e non, e in diversi momenti geologici, almeno dall'Ordoviciano ad oggi: nelle varve lacustri (registrazione di alternanze di clima arido e umido; BRADLEY, 1929; VAN HOUTEN, 1962, 1964; OLSON, 1984, 1986), in facies evaporitiche (registrazione di ritmi precipitazione-evaporazione; ANDERSON, 1982, 1984; KRIEGSMAN *et alii*, 1999), epicratoniche (HECKEL, 1977; FISCHER, 1986; HOUSE, 1985; WEEDON, 1986), detritiche fluviali (VAN TASSEL, 1987; CLIFTON, 1981), carbonatiche di piattaforma (cicli di oscillazione del livello marino: SCHWARZACHER, 1947, 1954; FISCHER, 1964; SCHWARZACHER & HAAS, 1966; HARDIE *et alii*, 1986; GOLDHAMMER *et alii*, 1987; STRASSER, 1988; STRASSER *et alii*, 1988; BUONOCUNTO *et alii*, 1999; D'ARGENIO *et alii*, 1999), emipelagiche (alternanze calcari-argille,

probabile risultato di fluttuazioni nella produzione dei carbonati e negli apporti terrigeni: COTILLON, 1984; COTILLON & RIO, 1984; FERRY & RUBINO, 1987; HILGEN, 1987; HILGEN & KRIJGSMAN, 1999; HILGEN, 1991a, b), marine pelagiche (DE BOER & WONDERS, 1981, 1984; DE BOER, 1982, 1983; TORNAGHI, 1984; ERBA, 1986; HERBERT & FISCHER, 1986; HERBERT *et alii*, 1986; PARK & HERBERT, 1987; PREMOLI SILVA *et alii*, 1989).

13.4. - RICONOSCIMENTO DI OSCILLAZIONI RITMICHE NEI SEDIMENTI

L'espressione sedimentaria delle oscillazioni orbitali assume svariate forme, osservabili direttamente sul terreno (alternanze ritmiche di litofacies differenti), ovvero deducibili da variazioni di parametri chimico-fisico-biologici (tenore in ossigeno, composizione isotopica dell'acqua oceanica, composizione mineralogica, bioturbazioni, microfacies o macrofacies fossilifere).

Per riconoscere la ciclicità in una successione è necessario un accurato studio di terreno [misura di sezioni stratigrafiche chiaramente continue, studio con la lente delle sistematiche variazioni delle tessiture e dei caratteri della diagenesi precoce (di grande rilevanza interpretativa nei depositi carbonatici di mare basso sottoposti a periodiche emersioni), identificazione macroscopica della ciclicità, riconoscimento di marker paleontologici, sedimentologici, geochimici, ecc.]. I dati di terreno devono essere vantaggiosamente combinati con analisi di laboratorio, che forniscono una serie aggiuntiva di dati numerici, come la misura di dettaglio di un set di parametri fisico-chimici, analizzati in seguito per via digitale; tali misure possono essere effettuate su carote e avvalersi, quando disponibili, di log di pozzo.

13.5. - RICONOSCIMENTO DI CICLI TEMPORALI E METODOLOGIE DI STUDIO

Riconosciuta un'apparente ciclicità nei sedimenti, ne va dimostrata la regolarità nello spazio, e va riconosciuto il significato temporale, così come richiesto dalla definizione stessa di ciclostratigrafia, in accordo con le direttive del gruppo di lavoro sulla ciclostratigrafia dell'ISSC (ritmo spaziale = ritmo temporale, SANDER, 1936). Solo a questo stadio di analisi si può eventualmente parlare di "cicli" orbitali.

È necessario correlare la ciclicità al tipo di variazione orbitale dalla quale deriva e "misurare" la durata dei cicli, cioè tradurre gli spessori sedimentari in termini di tempo assoluto. Questa operazione comporta l'introduzione di alcuni errori, che costituiscono un "disturbo di fondo" nel riconoscimento della frequenza originaria del segnale (SCHWARZACHER, 1989). Le metodologie utilizzate per la traduzione temporale di un'espressione ciclica sedimentaria vanno dal conteggio delle varve nei depositi lacustri o evaporitici, al riconoscimento della gerarchia dei cicli, alla calibrazione della velocità di sedimentazione sulla scala magnetostratigrafica, alla valutazione della "velocità" media di sedimentazione per stabilire il periodo dei cicli osservati.

Se la misura diretta in termini di valori temporali assoluti non è possibile, la durata dei cicli può essere determinata tramite la calibrazione dei cicli con la scala magnetostratigrafica, in sezioni dove i dati magnetostratigrafici siano disponibili (si vedano, ad esempio, gli studi di HILGEN & LANGEREIS, 1989, sui Trubi di Capo Rossello del Pliocene inferiore in Sicilia). In alternativa, sono stati spesso utilizzati metodi più approssimativi che, partendo da una stima del tasso di sedimentazione sulla base della durata di un intervallo stratigrafico valutata con metodo radiometrico, calcolano il periodo dei cicli osservati. Il metodo procede poi per approssimazioni successive, con modifiche dei valori introdotti, fino a che la periodicità ottenuta viene a cadere all'interno della banda di Milankovitch (ad esempio, HERBERT & FISCHER, 1986, calcolano con questo metodo la velocità di sedimentazione delle Marne a Fucoidi nella successione del Bacino Umbro-Marchigiano). Presupposti di questo metodo sono una sedimentazione continua e con un tasso costante almeno nella porzione di successione analizzata (PREMOLI SILVA, 1990).

Un terzo metodo di determinazione della durata dei cicli sedimentari consiste nella correlazione dei picchi ottenuti dall'analisi spettrale (analisi di Fourier) con i picchi attribuibili ai cicli orbitali; tale operazione è possibile dal momento che i cicli orbitali sono gerarchici (ad esempio il rapporto tra precessione ed eccentricità breve nel Mesozoico e nel Cenozoico è supposto di 1:5, ma tale rapporto può essere stato diverso in tempi geologici anteriori). L'analisi di Fourier è uno dei mezzi matematici più potenti attualmente utilizzato in diversi settori scientifici e rappresenta, al momento, il metodo più comunemente usato in ciclostratigrafia orbitale. Questo procedimento permette di dividere oggettivamente curve molto complesse in frequenze più semplici, ma richiede record stratigrafici relativamente lunghi (dell'ordine di 0,4-1 Ma) per produrre spettri significativi, che possano campionare anche cicli di bassa frequenza; non sempre gli spettri sono però risolvibili, a causa della diversa risposta dei sistemi sedimentari alle variazioni orbitali. Anche in questo caso devono essere utilizzate sezioni con una sedimentazione continua ed una velocità di sedimentazione costante.

Una ulteriore conferma delle periodicità può essere data dal metodo dei quozienti (BRESCHIA *et alii*, 1996; D'ARGENIO *et alii*, 1998). Infatti le frequenze ottenute con l'analisi di Fourier suggeriscono spessori di roccia (singoli strati o gruppi di strati) che a loro volta rappresentano cicli elementari o gruppi di cicli. La durata dei cicli viene calcolata confrontando i set di rapporti tra gli spessori derivati dal periodogramma di Fourier (fig. 2) con i set di rapporti tra le durate dei parametri orbitali (precessione, obliquità, eccentricità corta e lunga), espressa in anni (tab. 1). Essendo entrambi quozienti, questi due set di numeri sono infatti adimensionali e quindi confrontabili. Il coefficiente di

correlazione lineare tra i due gruppi confermerà l'attendibilità dell'accoppiamento tra singoli spessori di rocce e singole periodicità orbitali (fig. 2, tab. 1).

13.6. - ESEMPI ITALIANI

Gli esempi italiani di applicazione della ciclostratigrafia orbitale sono numerosi e mostrano come questa tecnica sia ormai ampiamente utilizzata per le indagini stratigrafiche di dettaglio e le indagini multidisciplinari integrate. L'esempio più noto in Italia è certamente la successione pelagica del Bacino Umbro-Marchigiano, oggetto di studi da più di venti anni. Ad essa si affiancano però moltissimi altri ambiti di applicazione, ai quali qui, per brevità, diamo solo un rapido accenno.

Tripoli

Vanno menzionati gli studi condotti sui Tripoli (Sicilia), costituiti da diatomiti pre-evaporite messianiana. Questa formazione, studiata nelle tre sezioni chiave di Falconara, Gibliscemi e Capodarso, dispone di dati biostratigrafici di dettaglio (foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei) e presenta una ciclicità che può essere correlata a cicli orbitali. In questi ultimi anni sono quindi stati datati astronomicamente in termini di tempi assoluti tutti i cicli sedimentari ed i bioeventi a foraminiferi planctonici, nonché la base della formazione (7.005 Ma) e la sua sommità, e quindi l'inizio della crisi di salinità messiniana (5.98 Ma) (SPROVIERI *et alii*, 1999).

Recentemente la sezione di Gibliscemi è stata studiata in dettaglio per la datazione assoluta del limite Serravalliano/Tortoniano, calibrato astronomicamente. Su queste nuove basi la sezione è anche proposta come candidata GSSP per il limite stesso (HILGEN *et alii*, 2000).

Carbonati mesozoici di mare basso

Tra gli esempi italiani di applicazione del metodo ciclostratigrafico a successioni carbonatiche di mare basso e dell'integrazione di queste analisi con le tecniche della stratigrafia sequenziale che si sono avuti recentemente, si può citare lo studio di BUONOCUNTO *et alii* (1999) sulle piattaforme carbonatiche aptiane della Campania (Serra Sbrigavitelli, Monte Faito e Monte Tobenna). In questo lavoro la ciclostratigrafia orbitale è presentata come uno strumento di correlazione ad alta precisione.

La microstratigrafia (raccolta dei dati a scala da centimetrica a decimetrica) è fondamentale per riconoscere la ciclicità di alta frequenza. Nelle facies carbonatiche di piattaforma interna del Cretacico dell'Appennino meridionale della Sicilia e del Montenegro l'esame microstratigrafico di circa 1500 m complessivi di successione ha portato ai seguenti risultati (AMODIO, 2000; BRESCIA *et alii*, 1996; BUONOCUNTO *et alii*, 1999; D'ARGENIO *et alii*, 1997, 1999; SANDULLI, 1999):

a. - Le successioni studiate in Italia meridionale e Montenegro (intervallo Valanginiano-Santoniano) si possono considerare come depositi prevalentemente allociclici, dove un ciclo corrisponde a uno strato (raramente a 2 o 3 strati) ed ha spessore compreso tra pochi dm e <2 m.

b. - Nei cicli sono riconoscibili oscillazioni eustatiche messe in luce da brevi emersioni (pedogenesi e/o carsismo) direttamente sovrapposti su depositi subtidali).

c. - I cicli sono organizzati gerarchicamente in gruppi (*bundle*) e supergruppi (*superbundle*), analogamente ai loro equivalenti bacinali.

d. - Il controllo orbitale (oscillazioni del ciclo della precessione, della obliquità dell'asse terrestre e della eccentricità breve e lunga dell'orbita) è dimostrabile sia su basi litostratigrafiche che attraverso il trattamento matematico dei dati e consente di attribuire una durata compresa tra circa 20 e 50 ka ai cicli elementari, di circa 100 ka ai *bundle* e di circa 400 ka ai *superbundle*.

e. - Fluttuazioni climatiche collegate al controllo orbitale sono inoltre messe in luce da cicliche variazioni isotopiche (C, O) registrate alla scala dei *bundle* e/o dei *superbundle*.

f. - Queste successioni, ancorché prevalentemente aggradanti, si possono interpretare in termini di stratigrafia sequenziale soprattutto alla scala dei *superbundle* in cui sono individuabili gli elementi essenziali delle sequenze deposizionali.

g. - Un approccio analogo permette di individuare oscillazioni di frequenza ancora più bassa (*trend* di facies trasgressivi/regressivi) rispetto ai *superbundle* (durata di circa 800-1200-2000 ka) che, tarati biostratigraficamente in punti significativi, danno curve di variazione relativa del livello marino consoni con quelle ormai classiche di HAQ *et alii* (1987) e di JACQUIN *et alii* (1998).

h. - L'utilizzo stratigrafico-sequenziale dei *superbundle* (ciascuno dei quali ha la massima probabilità di essere almeno in parte rappresentato nelle successioni analizzate) consente la costruzione di carte cronostratigrafiche che sono coerenti con i dati recenti riportati in letteratura per la durata in anni delle corrispondenti età.

i. - Di notevole interesse generale è anche la possibilità di effettuare correlazioni fisiche tra successioni distanti anche più di 500 km, con una precisione ~ 100 ka, utilizzando i criteri di cui ai punti precedenti. Queste correlazioni sono state tentate per l'Italia meridionale tra il Matese (successione di San Lorenzello) e i Monti di Palermo (successione di Sferracavallo) (SANDULLI, 1999; AMODIO, 2000).

j. - Il caso di San Lorenzello - Sferracavallo.

La successione di San Lorenzello (Piattaforma Abruzzese-Campana Auct.) è di età compresa tra il Valanginiano superiore e l'Hauteriviano inferiore (D'ARGENIO *et alii*, 1997), affiora in Appennino meridionale lungo il versante sud-orientale del Monte Monaco di Gioia (Monti del Matese) e l'intervallo analizzato presenta uno spessore complessivo di circa 90 m. La successione di Sferracavallo (Piattaforma Panormide Auct.) affiora nella Sicilia occidentale lungo il versante settentrionale del Monte Raffo Rosso (Monti di Palermo) ed è stata studiata per uno spessore complessivo di circa 40 m; essa è attribuibile al Valanginiano superiore p.p. Nella sua parte sommitale (ultimi 3-4 m circa) è documentato il passaggio all'Hauteriviano (SANDULLI, 1999).

L'analisi microstratigrafica (studio a scala centimetrica) e l'interpretazione delle litofacies e delle loro associazioni, ha consentito di ipotizzare per entrambe le sezioni processi deposizionali in ambienti lagunari passanti verticalmente, attraverso una fascia di relativa alta energia (bassifondi sabbiosi), ad ambienti peritidali rappresentati da aree lagunari a circolazione ristretta e zone tidali-sopratidali. Mentre nella successione di San Lorenzello sono ben rappresentati i depositi francamente lagunari, in quella di Sferracavallo prevalgono quelli riconducibili ad originari bassifondi sabbiosi e ad aree peritidali.

Frequenti episodi di emersione alla sommità degli strati sono testimoniati da processi diagenetici precoci di ambiente meteorico più o meno intensi, normalmente sovrimposti su depositi subtidali. Microcarsismo e debole pedogenesi indicano superfici di emersione (Em1 in figg. 3,4) di durata relativamente più breve rispetto a quelle suggerite da paleocarsismo e paleosuoli (diagenesi più spinta), le quali indicano superfici d'emersione (chiamate Em2 dagli Autori, figg. 3, 4).

Sulla base dell'organizzazione verticale delle litofacies e dei caratteri della diagenesi precoce è stata individuata in ambedue le successioni un'organizzazione ciclica di alta frequenza. Normalmente i cicli elementari corrispondono a singoli strati e la variazione stratigrafica del loro spessore, assieme alla distribuzione verticale delle differenti associazioni di litofacies e dei caratteri diagenetici che individuano i tipi di limite (Em1 o Em2), ha consentito di riconoscere una ben organizzata gerarchia di cicli. In ambedue le successioni gruppi di 2-5 cicli elementari individuano i *bundle*, mentre gruppi di 2-4 *bundle* i *superbundle*. A San Lorenzello si contano nel complesso 25 *bundle* dello spessore medio di 324 cm, normalmente formati da 3 cicli elementari. Essi sono organizzati in 7 *superbundle*, il cui spessore medio è 1.138 cm (fig. 3). A Sferracavallo i *bundle* sono 17, di regola formati da 4 cicli elementari ed hanno spessore medio di 233 cm; essi sono organizzati in 5 *superbundle* (spessore medio 747 cm). Il carattere sistematico delle emersioni direttamente sovrimposte su depositi subtidali e la chiara gerarchia di cicli testimoniano un controllo eustatico di alta frequenza, modulato dalla variazione dei parametri orbitali (cicli di Milankovitch). I cicli elementari indicherebbero il segnale della precessione e/o dell'inclinazione dell'asse terrestre (circa 20-40 ka), i *bundle* ed i *superbundle* rappresenterebbero rispettivamente quello dell'eccentricità breve e lunga dell'orbita (circa 100-400 ka) (D'ARGENIO *et alii*, 1997; SANDULLI, 1999). Poiché i *superbundle*, in quanto cicli di frequenza relativa più bassa, hanno la più elevata probabilità di essersi conservati (integralmente o almeno parzialmente) nel record geologico e poiché sono sempre limitati da superfici nette di discontinuità (di tipo Em2), essi sono stati interpretati in termini di sequenze deposizionali: i limiti di sequenza corrispondono ai loro limiti, mentre le *maximum flooding surface* sono indicate dalla litofacies relativamente più aperta, riconosciuta al loro interno. Partendo da questi presupposti ed usando una metodologia già messa a punto in D'ARGENIO *et alii* (1999), i *superbundle* sono stati utilizzati per operare la correlazione fisica di elevata precisione (≤ 100 ka) fra le due successioni. Essa è basata sul confronto in chiave sequenziale dello *stacking pattern* dei *superbundle* in corrispondenza del limite Valanginiano/Hauteriviano, usato come *marker* stratigrafico. Si è evidenziata una buona correlabilità a tutte le scale (dai *superbundle* ai cicli elementari), anche a quella delle oscillazioni di bassa frequenza (*trend* trasgressivo-regressivi), suggerite dall'organizzazione verticale dei *superbundle*, sulle quali i cicli di alta frequenza sono sovrimposti (figg. 4, 5).

Trubi

Si tratta di uno dei migliori esempi dell'utilizzo dei cicli come strumento di misurazione assoluta. La successione marnosa dei Trubi di Capo Rossello mostra una ritmicità, dimostrabile con le fluttuazioni del contenuto in CaCO_3 con i cicli a piccola scala di colore e con i cicli marnosi, che corrisponde ad una quasi-periodicità orbitale, ma soprattutto si avvale di dati magnetostratigrafici molto dettagliati.

La ritmicità della successione dei Trubi di Capo Rossello ed il suo legame con le variazioni orbitali erano noti già dai lavori di ZIJDERVELD *et alii* (1986), HILGEN (1987), GUDJONSSON (1987) e ZACHARIASSE *et alii* (1989), ma solo con la pubblicazione di HILGEN & LANGEREIS (1989) si ha l'analisi di dettaglio delle variazioni dei carbonati e dei dati magnetostratigrafici.

"Trubi" è un nome tradizionale usato per indicare una formazione costituita da marne biancastre che affiorano sulla costa meridionale della Sicilia (in prossimità di Capo Rossello) e nella Calabria meridionale. La ciclicità dei Trubi di Capo Rossello si esprime sotto forma di una variazione di colore a piccola scala, con successioni di marne di colore grigio-bianco-beige-bianco, e di una variazione a scala maggiore distinta in base alla presenza regolare di intervalli marnosi più spessi e/o competenti, che contengono rispettivamente 5 e 20 cicli a piccola scala (HILGEN, 1987).

La sezione studiata da HILGEN & LANGEREIS (1989) è composita e consta di 4 segmenti, rappresentati dalle sezioni di Eraclea Minoa, Punta di Maiata, Punta Grande e Punta Piccola, nei pressi di Capo Rossello (Sicilia). Sulla base della

calibrazione dei cicli (sul cui numero rimane una relativa incertezza) e dei dati paleomagnetici (utilizzando la scala di BERGGREN *et alii*, 1985), risultava una periodicità di 18-19 ka per i cicli a piccola scala (a seconda del numero esatto dei cicli) e di 334 ka per i cicli a scala maggiore (definiti unità carbonatiche, “carbonate units”, da HILGEN, 1987). Nel lavoro di HILGEN & LANGEREIS (1989) il contenuto in CaCO₃ è analizzato globalmente lungo la sezione, ma anche separatamente in ciascun livello di colore diverso (fig. 6); i livelli beige e grigi mostrano frequenze molto più basse sia rispetto alla curva globale che ai livelli bianchi, che invece riportano dei segnali a frequenza molto alta. Successivamente la serie viene calibrata alla scala magnetostratigrafica, ottenendo una nuova serie temporale, a cui è applicata l'analisi di Fourier. Infine viene condotta l'analisi applicando il numero minimo di correlazioni con la scala magnetostratigrafica, al fine di minimizzare i possibili errori legati ad età imprecise dei limiti nella scala delle polarità geomagnetiche. Confrontando le periodicità ottenute sui cicli di CaCO₃, sui ritmi di colore e marnosi, si osservava (fig. 7) una stretta correlazione con le quasi-periodicità dei cicli orbitali, in particolare con i cicli di precessione ed eccentricità, pur rimanendo una certa discrepanza nei valori. Tale discrepanza è stata ricondotta dagli Autori al fatto che le età assegnate alle inversioni polari geomagnetiche non erano sufficientemente accurate. Per questo motivo è stata proposta una nuova scala cronologica delle polarità per la maggior parte dei Croni Gilbert e Gauss (fig. 8). Sulla base di questa nuova scala-tempo è stato possibile stimare l'età della base del Pliocene a circa 5,3 Ma, quindi più antica di quanto fino allora riportato in letteratura.

Questo esempio mostra come una scala delle polarità geomagnetiche calibrata astronomicamente possa risultare molto più accurata di una scala definita con i metodi tradizionali. La sezione Eraclea Minoa ricopre attualmente una grande importanza dal momento che la base dei Trubi è stata scelta come GSSP del limite Miocene/Pliocene; è inoltre storicamente importante perché la base dei Trubi si identifica con il ritorno di condizioni marine “normali” nel Mediterraneo dopo la crisi di salinità del Messiniano.

La successione cretatico-cenozoica del Bacino Umbro-Marchigiano

Una delle successioni sedimentarie più studiate e meglio datate è sicuramente quella cretatico-cenozoica del Bacino Umbro-Marchigiano in Italia centrale, costituita da una sedimentazione pelagica pressoché continua dal Giurassico inferiore al Miocene basale. Questa successione riveste anche un'importanza storica notevole, in quanto qui venne messa in luce per la prima volta la crisi dei foraminiferi al limite Cretacico/Paleogene e, grazie all'integrazione dei dati paleomagnetici e biostratigrafici, venne messa a punto la prima scala magnetostratigrafica dal Cretacico superiore al Paleogene. Attualmente le ricerche sono invece finalizzate alla calibrazione dei dati biostratigrafici e paleomagnetici nelle porzioni della successione riferibili all'Eocene, Oligocene e Cretacico inferiore. La successione cretatica è inoltre diventata classica per le applicazioni dell'analisi ciclostratigrafica. In particolare questo rappresenta un esempio completo dell'utilizzo di tutte le tecniche fino ad ora note per gli studi di ciclostratigrafia orbitale, della multidisciplinarietà necessaria a questo tipo di indagini e della sua utilità ai fini della raffinazione nella datazione di limiti e nella stima della durata di piani.

La successione cretatica comprende le formazioni della Maiolica (Titoniano superiore-Aptiano basale), le Marne a Fucoidi (Aptiano inferiore-Albiano superiore), la Scaglia Bianca (Albiano superiore-Turoniano inferiore) e la Scaglia Rossa (Turoniano medio-Eocene medio).

Lo studio più completo riguarda le Marne a Fucoidi, una formazione che affiora estesamente tra le Marche e l'Umbria, e risulta costituita da circa 75 m di argille, marne e marne calcaree pelagiche disposte in sequenze ritmiche, ricche in nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici. Molto caratteristica è la bioturbazione (*Planolites*, *Chondrites* e *Zoophycos*), a cui si deve il nome della formazione stessa. Dal punto di vista magnetostratigrafico, la formazione ricade interamente all'interno del Lungo Normale Cretacico. La ciclicità all'interno delle Marne a Fucoidi è evidenziata da variazioni cromatiche e da fluttuazioni nel contenuto del CaCO₃, che causa alternanze di strati più calcarei e strati argilloso-marnosi, o di strati laminati e scuri, ricchi di carbonio organico [legati ad eventi anossici e con ritmicità di 20-50 ka (ARTHUR, 1979)], e di strati più chiari e bioturbati.

Studi sulla periodicità di tali ritmi mostrarono frequenze all'interno della banda di Milankovitch. Furono avviate indagini su molte sezioni nell'area umbro-marchigiana e, nel 1982, venne eseguito un carotaggio continuo attraverso la formazione delle Marne a Fucoidi (carota Piobbico, di circa 84 m, prelevata in località Piobbico, Pesaro-Urbino), al fine di investigare l'origine e la tipologia della ritmicità osservabile, nonché di indagare il meccanismo responsabile dell'accumulo e della conservazione della materia organica. DE BOER (1982) mostrò che la ciclicità macroscopica si manifestava come coppie di strati calcarei più o meno marnosi (legati a precessione) di circa 10 cm di spessore, raggruppati in *bundle* di 5 coppie (segnale di breve eccentricità). Utilizzando il tasso medio di sedimentazione dell'Albiano, 5 m/Ma, egli calcolò inoltre la durata temporale delle coppie in circa 20 ka; ciò rendeva plausibile pensare che la loro deposizione potesse riflettere un “forcing” climatico da parte della precessione, e che la deposizione dei *bundle*, il cui periodo era di circa 100 ka, potesse essere guidato dal ciclo breve dell'eccentricità dell'orbita.

In seguito al prelevamento della carota Piobbico, vennero condotte dettagliate analisi di carattere sedimentologico, geochimico, paleontologico e paleomagnetico su un segmento lungo 8 metri della carota (segmento Amadeus, fig. 9), rappresentante un intervallo di circa 1,6 Ma dell'Albiano superiore, dove i ritmi erano particolarmente evidenti. Lo studio integrato di tutti i dati fornì la base per lo sviluppo dello studio della ciclostratigrafia orbitale nell'Aptiano e nell'Albiano.

Sulle curve del carbonato di calcio e del colore fu condotta l'analisi spettrale di Fourier (PARK & HERBERT 1987; RIPEPE & FISCHER, 1991) ed essa mise in luce le limitazioni che emergono dall'applicazione di un modello matematico a dati geologici: le coppie di strati così evidenti all'osservazione macroscopica, negli spettri di Fourier emergevano a malapena dal rumore di fondo.

Le implicazioni cronostratigrafiche di questi studi furono numerose. I dati magnetostratigrafici relativi alla carota Piobbico mostrarono che la base della carota non arrivava ad intersecare il Crono magnetico M-O (base dell'Aptiano, ERBA, 1996). HERBERT *et alii* (1995) diedero una stima della durata dei piani Albiano e dell'Aptiano, come definiti dai dati dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei. Contando il numero di cicli del carbonato di calcio sia nella carota Piobbico che in altre sezioni, la stima della durata dell'Albiano fu di 125 cicli da 95 ka, o di 11,9 Ma, quella dell'Aptiano di 10,6 Ma.

Infine, la ciclostratigrafia orbitale fu utilizzata nella carota Piobbico anche per determinare l'entità dei tassi di sedimentazione nell'intervallo temporale studiato. PARK & HERBERT (1987) proposero che i periodi di 95 e 123 ka dell'eccentricità breve potessero essere usati come strumento per ricavare con alta precisione il tasso di sedimentazione nella carota Piobbico. Indagini nelle altre porzioni della successione del Bacino Umbro-Marchigiano, infine, hanno mostrato risultati simili a quelli per le Marne a Fucoidi; la Scaglia Bianca, ad esempio, ha rivelato una ciclicità pressoché identica, ma meno sviluppata, tramite la quale è stato possibile stimare la durata del Cenomaniano (escluso il livello Bonarelli) in 5.8-6.2 Ma nelle sezioni Bottacione, Petrano, Contessa (SCHWARZACHER, 1994), contro i 6.6 Ma della scala geocronologica di HARLAND *et alii* (1989).

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO S. (2000) - *Applicazione dei criteri della stratigrafia sequenziale ai sistemi carbonatici neritici. Micro e biostratigrafia nel Cretacico inferiore dell'Appennino centro meridionale*. PhD Thesis Univ. Federico II di Napoli, pp. 136.
- ANDERSON R.Y. (1982) - *A long geoclimatic record from the Permian*. J. Geophys. Res., **87**: 7285-7290.
- ANDERSON R.Y. (1984) - *Orbital forcing of evaporite sedimentation*. In: BERGER A.L., IMBRIE J., HAYS J., KUKHLA G. & SALZMAN B. (Eds.). *Milankovitch and Climate*, Part 1. Reidel, 147-162.
- ARTHUR M.A. (1979) - *Origin of Upper Cretaceous multicolored claystones of the western Atlantic*. In: TUCHOLKE B.E., VOGT P.R., MURDMAA I.O., ROTHE P., HOUGHTON R.L., GALEHOUSE J.S., McNULTY C.L. JR., OKADA H., KENDRICK J.W., DEMARS K.R., McCAVE I.N. & KANEPS A. (Eds.). Initial Reports DSDP, **43**: 417-420.
- BERGER A. (1978) - *Long term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements*. Quat. Res., **9**: 139-167.
- BERGER A. (1988) - *Milankovitch theory and climate*. Rev. Geophys., **26**: 624-657.
- BERGER A. & LOUTRE M. (1994) - *Astronomical forcing through geological time*. In: Orbital forcing and cyclic sequences. DE BOER P.L. & SMITH D.G. (Eds.). International Association of Sedimentologists, Spec. Publ., **19**: 15-24.
- BERGER A., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALZMAN B. (Eds.) (1984) - *Milankovitch and Climate*, Part I.
- BERGER A., LOUTRE M.F. & DEHANT V. (1989) - *Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies*. Terra Nova, **1**: 474-479.
- BERGER A., LOUTRE M.F. & LASKAR J. (1992) - *Stability of the astronomical frequencies over the earth's history for paleoclimate studies*. Science, **255**: 560-566.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J. & VAN COUVERING J.A. (1985) - *Cenozoic geochronology*. Geol. Soc. Amer. Bull., **96**: 1407-1418.
- BRADLEY W.H. (1929) - *The varves and climate of the Green River epoch*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **158-E**: 87-110.
- BRESCIA M., D'ARGENIO B., FERRERI V., LONGO G., PELOSI N., RAMPONE S. & TAGLIAFERRI R. (1996) - *Neural Net Aided Detection of Astronomical Periodicities in Geologic Records*. Earth Planet. Sci. Lett., **139/12**: 33-45.
- BUONOCUNTO F.P., D'ARGENIO B., FERRERI V. & SANDULLI R. (1999) - *Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmo, Southern Apennines, Italy*. Cretaceous Research, **20** (1): 81-95.
- CLIFTON H.E. (1981) - *Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, SE Caliente Range, California*. J. Sedim. Petrol., **51**: 165-184.
- COTILLON P. (1984) - *Tentative world-wide correlation of early Cretaceous strata by limestone-marl cyclicities in pelagic deposits*. Bull. Geol. Soc. Denmark, **33**: 91-102.
- COTILLON P. & RIO M. (1984) - *Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (central Atlantic) and in the Vocontian Basin (France)*. Initial Reports DSDP, **77**: 339-376.
- D'ARGENIO B., FERRERI V., AMODIO S. & PELOSI N. (1997) - *Hierarchy of high frequency orbital cycles and time calibration in Cretaceous carbonate platform strata*. Sedimentary Geology, **113**: 169-193.

- D'ARGENIO B., FERRERI V., RASPINI A., AMODIO S. & BUONOCUNTO F.P. (1999) - *Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation*. In: *Basin dynamics and basin fill; models and constraints; Pt. I*. CLOETINGH S., D'ARGENIO B., CATALANO R., HORVATH F. & SASSI W. (Eds.). *Tectonophysics*, **315** (1-4): 357-384.
- D'ARGENIO B., FISCHER A.G., RICHTER G.M., LONGO G., PELOSI N., MOLISSO F. & DUARTE MORAIS M.L. (1998) - *Orbital cyclicity in the Eocene of Angola: visual and image-time-series analysis compared*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**: 147-161.
- DE BOER P.L. (1982) - *Cyclicity and the storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments*. In: EINSELE G. & SEILACHER A. *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag. 456-475.
- DE BOER P.L. (1983) - *Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe: production and storage of organic matter, stable isotopes and astronomical influences*. *Geologica Ultraiectina*, **31**: pp.112.
- DE BOER P.L. & SMITH D.G. (Eds.) (1994) - *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. pp. 559.
- DE BOER P.L. & WONDERS A.A.H. (1981) - *Milankovitch parameters and bedding rhythms in Umbrian Middle Cretaceous pelagic sediments*. I.A.S. 2nd Eur. Meeting, Bologna. Abstr.: 10-13.
- DE BOER P.L. & WONDERS A.A.H. (1984) - *Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy)*. In: BERGER A.L., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALZMAN B. (Eds.) *Milankovitch and Climate*. Part 1. Reidel. 177-190.
- EMILIANI C. (1955) - *Pleistocene temperatures*. *J. Geol.*, **63**: 538-578.
- ERBA E. (1986) - *I nannofossili calcarei nell'Aptiano-Albiano (Cretaceo Inferiore): biostratigrafia, paleoceanografia e diagenesi degli Marne a Fucoidi del pozzo Piobbico (Marche)*. Ph.D thesis, Univ. Milano. pp. 313.
- ERBA E. (1996) - *The Aptian Stage*. *Bullettin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique Sci. Terre*, **66**: 31-43.
- FERRY S. & RUBINO J.L. (1987) - *La modulation du signal orbital dans les sédiments pélagiques*. *C.R. Acad. Sci. Paris t. 305*, ser. II: 477-482.
- FISCHER A.G. (1964) - *The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic*. *Kansas Geol. Survey Bull*, **169**: 107-149.
- FISCHER A.G. (1981) - *Climatic oscillations in the biosphere*. In: *Biotic crises in ecological and evolutionary time*. Acad. Press: 103-131.
- FISCHER A.G. (1986) - *Climatic rhythms recorded in strata*. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**: 351-376.
- FISCHER A.G. (1995) - *Cyclostratigraphy, Quo Vadis?* In: *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy*. House M.R. & Gale A.S. (Eds.) *Geological Society Spec. Publ.*, **85**: 199-204.
- FISCHER A.G., DE BOER P.L. & PREMOLI SILVA I. (1990) - *Cyclostratigraphy*. In: *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, GINSBURG R.N. & BEAUDOIN B. (Eds.): 139-172.
- GILBERT G.K. (1895) - *Sedimentary measurement of Cretaceous time*. *J. Geol.*, **3**: 121-127.
- GOLDHAMMER R.K., DUNN D.A. & HARDIE L.A. (1987) - *High-frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in Northern Italy*. *Am. J. Sci.* **287**: 853-892.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1995) - *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale*. In: BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.P. & HARDENBOL J. (Eds.) *Geochronology, Time scale and Global stratigraphic correlation*. *Spec. Publ. Soc. Sed. Geol.*, **54**: 95-126.
- GUDJONSSON L. (1987) - *Local and global effects on the Early Pliocene Mediterranean stable isotope records*. *Marine Micropaleontol.*, **12**: 241-253.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea-level since the Triassic*. *Science*, **237**: 1156-1167.
- HARDIE L.A., BOSELLINI A. & GOLDHAMMER R.K. (1986) - *Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, Northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 10⁴ year time scale*. *Paleoceanography*, **1**: 447-457.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1989) - *A Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, pp. 223.
- HASSELMAN K. (1976) - *Stochastic climate models*. *Tellus*, **28**: 473-478.
- HAYS J.D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J. (1976) - *Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice ages*. *Science*, **194**: 1121-1132.
- HECKEL P.H. (1977) - *Black shale in Pennsylvania cyclothems*. *AAPG Bull.*, **61**: 1045-1068.
- HERBERT T.D. & FISCHER A.G. (1986) - *Milankovitch climatic origin of Mid-Cretaceous black shale rhythms in Central Italy*. *Nature*, **321**: 739-743.
- HERBERT T.D., PREMOLI SILVA I., ERBA E. & FISHER A. (1995) - *Orbital chronology of Cretaceous-Paleocene marine sediments*. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.P. & HARDENBOL J. (Eds.). *Spec. Publ. - SEPM*, **54**: 81-93.
- HERBERT T.D., STALLARD R.F. & FISCHER A.G. (1986) - *Anoxic events, productivity rhythms, and the orbital signature in a mid-Cretaceous deep-sea sequence from central Italy*. *Paleoceanography* **1**, 495-506.

- HILGEN F.J. (1987) - *Sedimentary cycles and high resolution chronostratigraphic correlations in the Mediterranean Pliocene*. *Newsl. Stratigr.*, **17**: 109-127.
- HILGEN F.J. (1991a) - *Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 226-244.
- HILGEN F.J. (1991b) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene-Pliocene boundary*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**: 349-368.
- HILGEN, F.J. AND KRIJGSMAN, W. (1999) - *Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy)*. *Terra Nova*, **11**: 16-22.
- HILGEN F.J. & LANGEREIS C.G. (1989) - *Periodicities of CaCO₃ cycles in the Pliocene of Sicily: discrepancies with the quasi-periods of the Earth's orbital cycles?* *Terra Nova*, **1/5**: 409-415.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., LORENS L.J., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W.J. (1995) - *Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**: 495-510.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE W.J. (2000) - *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy)*. *Marine Micropaleontology*, **38** (3-4): 181-211.
- HOUSE M.R. (1985) - *A new approach to an absolute time scale from measurements of orbital cycles and sedimentary micro-rhythms*. *Nature*, **315**: 721-725.
- HOUSE M.R. (1995) - *Orbital forcing timescales: an introduction*. In: *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*. HOUSE M.R. & GALE A.S. (Eds.), Geological Soc. Spec. Publ., **85**: 1-18.
- HOUSE M.R. & GALE A.S. (Eds.) (1995) - *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*. Geological Soc. Spec. Publ., **85**. pp. 210.
- IMBRIE J., HAYS J., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS N.G., PRELL W.L. & SHACKLETON N.J. (1984) - *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d-18O record*. In: BERGER A.L. et alii, (Eds.) *Milankovitch and Climate*. Part 1. Reidel. 177-190.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 94, May 24 1999.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 97, July 10 2000: Appendix A.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 99, July 26 2001.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 100, January 25 2002.
- JACQUIN T., RUSCIADELLI G., AMEDRO F., DE GRACIANSKY P.C. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1998) - *The North Atlantic cycle: an overview of 2nd order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous Western Europe*. In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J., JACQUIN T., VAIL P.R. & FARLEY M.B. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEMP Spec. Publ., **60**: 397-409.
- KEMPER E. (1987) - *Das Klima der Kreide-Zeit*. *Geol. Jb.* A96: 5-185.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., MARABINI S. & VAI G.B. (1999) - *New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the N Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy)*. *Mem. Soc. Geol.*, **54**: 25-33.
- KUTZBACH J.E. & OTTO-BLIESNER B.L. (1982) - *The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years BP in a low-resolution general circulation model*. *J. Atm. Sci.*, **39**: 1177-1188.
- LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale*. *Paleoceanography*, **11**(4): 391-413.
- MILANKOVITCH M. (1941) - *Kanon der Erdbestrhlung unde seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. *Akad. Royale Serbe* 133, pp. 633.
- OLSON P.E. (1984) - *Periodicity of lake level cycles in the Late Triassic Lockatong Formation of the Newark Basin (Newark Supergroup, New Jersey and Pennsylvania)*. In: BERGER A.L., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALZMAN B. (Eds.) *Milankovitch and Climate*. Part 1. Reidel. 129-146.
- OLSON P.E. (1986) - *A 40-million year lake record of Early Mesozoic orbital forcing*. *Science*, **234**: 842-848.
- PARK J. & HERBERT T.D. (1987) - *Hunting for paleoclimatic periodicities in a geologic time series with an uncertain time scale*. *J. Geophys. Res.*, **92/B13**: 14027-14040.
- PREMOLI SILVA, I., ERBA, E. & TORNAGHI M.E. (1989) - *Paleoenvironmental signals and changes in surface fertility in Mid-Cretaceous Corg-Rich pelagic facies of the Fucoïd Marls (Central Italy)*. *Geobios, Mém. Spéc.*, **11**: 225-236.
- PREMOLI SILVA I. (1990) - *La ciclicità nei sedimenti pre-pleistocenici come strumento di misurazione assoluta*. In: 75° Congresso Nazionale S.G.I.: *La Geologia italiana degli anni '90, riassunti, relazioni a invito*: 120-121.
- RIPEPE M. & FISCHER A. (1991) - *Stratigraphic rhythms synthesized from orbital variations*. In: *Sedimentary modeling; computer simulations and methods for improved parameter definition*. FRANSEEN E.K., WATNEY W.L., KENDALL C. & ROSS W. (Eds.), *Kansas Geol. Survey Bull.*, **233**: 335-344.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp.214.

- SANDER B. (1936) - Beiträge zur Kenntnis der Ablagerungsgefüge. Mineral. Petrogr. Mitt., **48**: 27-139.
- SANDULLI R. (1999) - *Studi microstratigrafici e correlazioni di elevata precisione nel Cretacico inferiore di piattaforma carbonatica. Montenegro e Sicilia*. PhD Thesis, Univ. Napoli, pp. 159.
- SCHWARZACHER W. (1947) - *Über die sedimentfäse Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer*. Verh. Geol. Bundesanstalt 1947, H. **10-12**: 175-188.
- SCHWARZACHER W. (1954) - *Die Grossrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer*. Tschermaks Mineral. Petrograph. Mitt., **4**: 44-54.
- SCHWARZACHER W. (1989) - *Milankovitch cycles and the measurements of time*. Terra Nova, **1**: 405-408.
- SCHWARZACHER W. (1994) - *Cyclostratigraphy of the Cenomanian in the Gubbio District, Italy; a field study*. In: Orbital forcing and cyclic sequences. DE BOER P.L. & SMITH D.G. (Eds.), Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentologists, **19**: 87-97.
- SCHWARZACHER W. & HAAS J. (1966) - *Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences*. Acta Geol. Hungarica, **29**: 175-196.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.A. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. In: The late Cenozoic ice age. Transactions Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, **81** (4): 251-261.
- SHACKLETON N.J., CROWHURST S., HAGELBERG T., PISIAS N.G. & SCHNEIDER D.A. (1995) - *A new late Neogene time scale: application to leg 138 sites*. Proc. of the Ocean Drilling Program, Sci. Res., **138**: 73-91.
- SPROVIERI M., BELLANCA A., NERI R., MAZZOLA S., BONANNO A., PATTI B. & SORGENTE R. (1999) - *Astronomical calibration of late Miocene stratigraphic events and analysis of precessionally driven paleoceanographic changes in the Mediterranean Basin*. In: Cycles, events, sea levels in Messinian times. CITA M.B. & MCKENZIE J.A. (Eds.) Mem. Soc. Geol. Ital., **54**: 7-24.
- STRASSER A. (1988) - *Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains)*. Sedimentology, **35**: 369-383.
- STRASSER A., MOJON P.O. & DECONINCK J.F. (1988) - *Detailed sequence stratigraphy as a tool for correlation between Tethyan and boreal realm at the Jurassic/Cretaceous boundary*. In: SWENNEN Ü (Eds.) Abstract 9th IAS Reg. Meet. Leuven, Belgium.
- TORNAGHI M.E. (1984) - *Analisi delle ciclicità deposizionali degli Scisti a Fucoidi (Aptiano-Albiano) nella successione del pozzo Piobbico (Marche)*. Thesis, Univ. Milano, pp. 220.
- VAN HOUTEN F.B. (1962) - *Cyclic sedimentation and the origin of analcim-rich Upper Triassic Lockatong, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania*. Am. J. Sci., **260**: 561-576.
- VAN HOUTEN F.B. (1964) - *Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania*. Kansas Geol. Survey Bull., **169**: 497-531.
- VAN TASSEL J. (1987) - *Upper Devonian Catskill delta margin cyclic sedimentation: Brallier, Scherr and Foreknobs Formations of Virginia and West Virginia*. Geol. Soc. Amer. Bull., **99**: 414-426.
- VAN WOERKOM A.J.J. (1953) - *The astronomical theory of climatic changes*. In: *Climatic change, evidence, Causes and Effects* (SHAPLEY H. Ed.), Harvard Univ. Press, Cambridge, MA: 147-157.
- WEEDON G.P. (1986) - *Hemipelagic shelf sedimentation and climatic cycles: the basal Jurassic (Blue Lias) of South Britain*. Earth Planet. Sci. Lett., **76**: 321-335.
- ZACHARIASSE W.J., ZUIDERVELD J., LANGEREIS C., HILGEN F. & VERHALLEN P. (1989) - *Early late Pliocene biochronology and surface water temperature variations in the Mediterranean*. Marine Micropaleontology, **14** (4): 339-355.
- ZUIDERVELD J., ZACHARIASSE W.J., VERHALLEN P. & HILGEN F. (1986) - *The age of the Miocene-Pliocene boundary*. Newsl. Stratigr., **16** (3): 169-181.

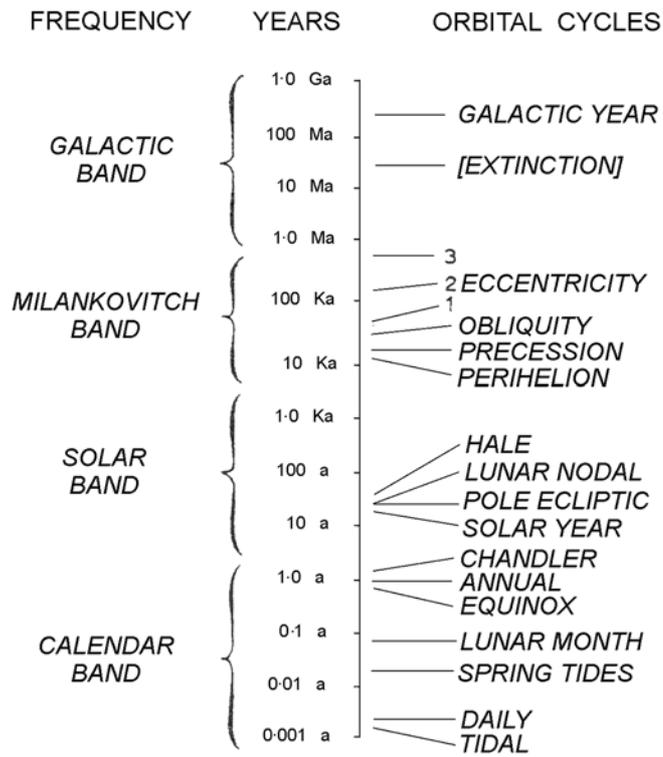


Fig. 1 - Schema logaritmico dei periodi orbitali che esercitano un'influenza sulla Terra (da HOUSE, 1995).

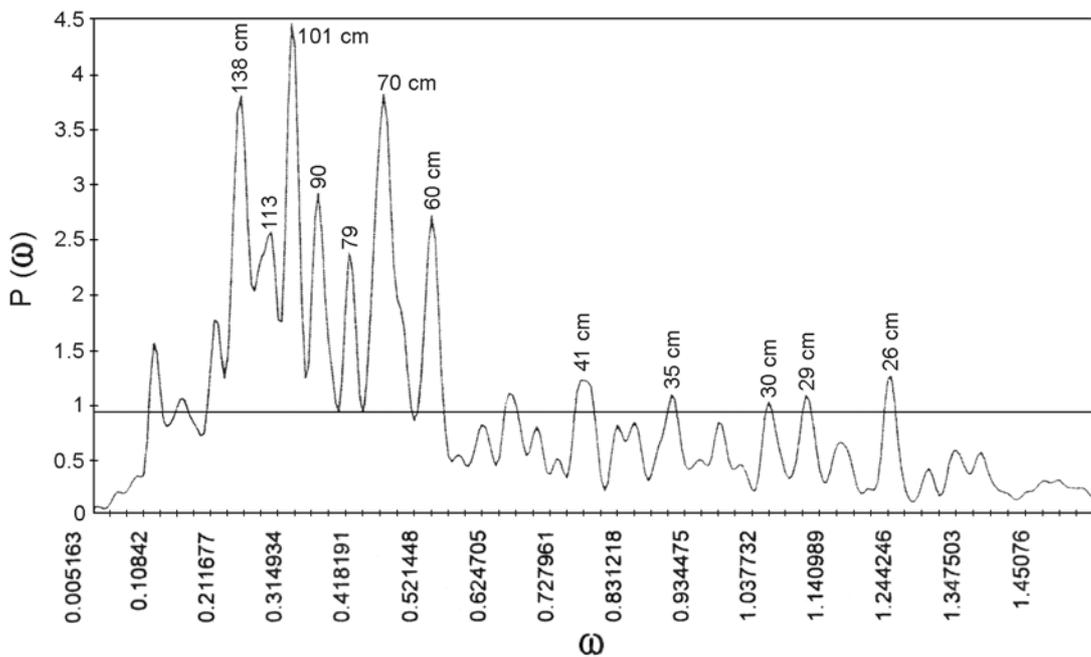


Fig. 2 - Spettro di potenza degli spessori significativi ottenuti dalle analisi di immagine della successione eocenica di Cabo de Sao Braz (D'ARGENIO *et alii*, 1998).

Tab. 1 - Tabella utilizzata da D'ARGENIO *et alii*, 1998, per calcolare la corrispondenza tra le frequenze spaziali derivanti dallo spettro di potenza degli spessori significativi della successione eocenica di Cabo de Sao Braz (Angola), qui estratti mediante analisi di immagine, e le frequenze temporali delle oscillazioni orbitali calcolate per l'Eocene da BERGER *et alii*, 1992. Il coefficiente di correlazione lineare tra i due gruppi di valori è molto elevato ($R=0.95$) e consente di associare tra loro i quozienti relativi agli spessori con quelli relativi al tempo (nelle tabelle evidenziate dai riquadri).

	164.5	138.3	112.7	101.4	89.5	79	69.9	60.2	41.1	35.2	30.2	28.7	25.7
165	1	1.193	1.464	1.627	1.843	2.089	2.360	2.741	4.015	4.688	5.463	5.749	6.420
138.3	0.841	1	1.227	1.364	1.543	1.751	1.979	2.297	3.365	3.929	4.579	4.819	5.381
112.7	0.685	0.815	1	1.111	1.259	1.427	1.612	1.872	2.742	3.202	3.732	3.927	4.385
101.4	0.616	0.733	0.900	1	1.133	1.284	1.450	1.684	2.467	2.881	3.358	3.533	3.945
89.5	0.544	0.647	0.794	0.883	1	1.133	1.280	1.488	2.178	2.543	2.964	3.118	3.482
79	0.480	0.571	0.701	0.779	0.883	1	1.130	1.312	1.922	2.244	2.616	2.753	3.074
69.9	0.425	0.505	0.620	0.689	0.781	0.885	1	1.161	1.701	1.986	2.315	2.436	2.720
60.2	0.366	0.435	0.534	0.593	0.673	0.762	0.861	1	1.465	1.710	1.993	2.098	2.342
41.1	0.250	0.297	0.365	0.405	0.459	0.520	0.558	0.683	1	1.168	1.361	1.432	1.599
35.2	0.214	0.255	0.312	0.347	0.393	0.446	0.504	0.585	0.856	1	1.166	1.226	1.270
30.2	0.184	0.218	0.268	0.297	0.337	0.382	0.432	0.502	0.738	0.858	1	1.052	1.175
28.7	0.174	0.208	0.255	0.283	0.321	0.363	0.411	0.477	0.698	0.815	0.950	1	1.117
25.7	0.000	0.186	0.228	0.253	0.287	0.325	0.368	0.427	0.625	0.730	0.851	0.895	1

	403800	128200	100000	95800	48750	38200	22200	18350	corr. fac
403800	1	3.150	4.038	4.215	8.283	10.571	18.189	22.005	
128200	0.317	1	1.282	1.338	2.630	3.356	5.827	6.987	0.65
100000	0.248	0.780	1	1.044	2.051	2.618	4.545	5.450	0.72
95800	0.237	0.747	0.958	1	1.965	2.508	4.315	5.220	0.95
48750	0.121	0.380	0.488	0.509	1	1.276	2.196	2.657	
38200	0.095	0.298	0.382	0.399	0.784	1	1.720	2.082	
22200	0.055	0.173	0.222	0.232	0.455	0.581	1	1.210	
18350	0.045	0.143	0.184	0.192	0.376	0.480	0.827	1	

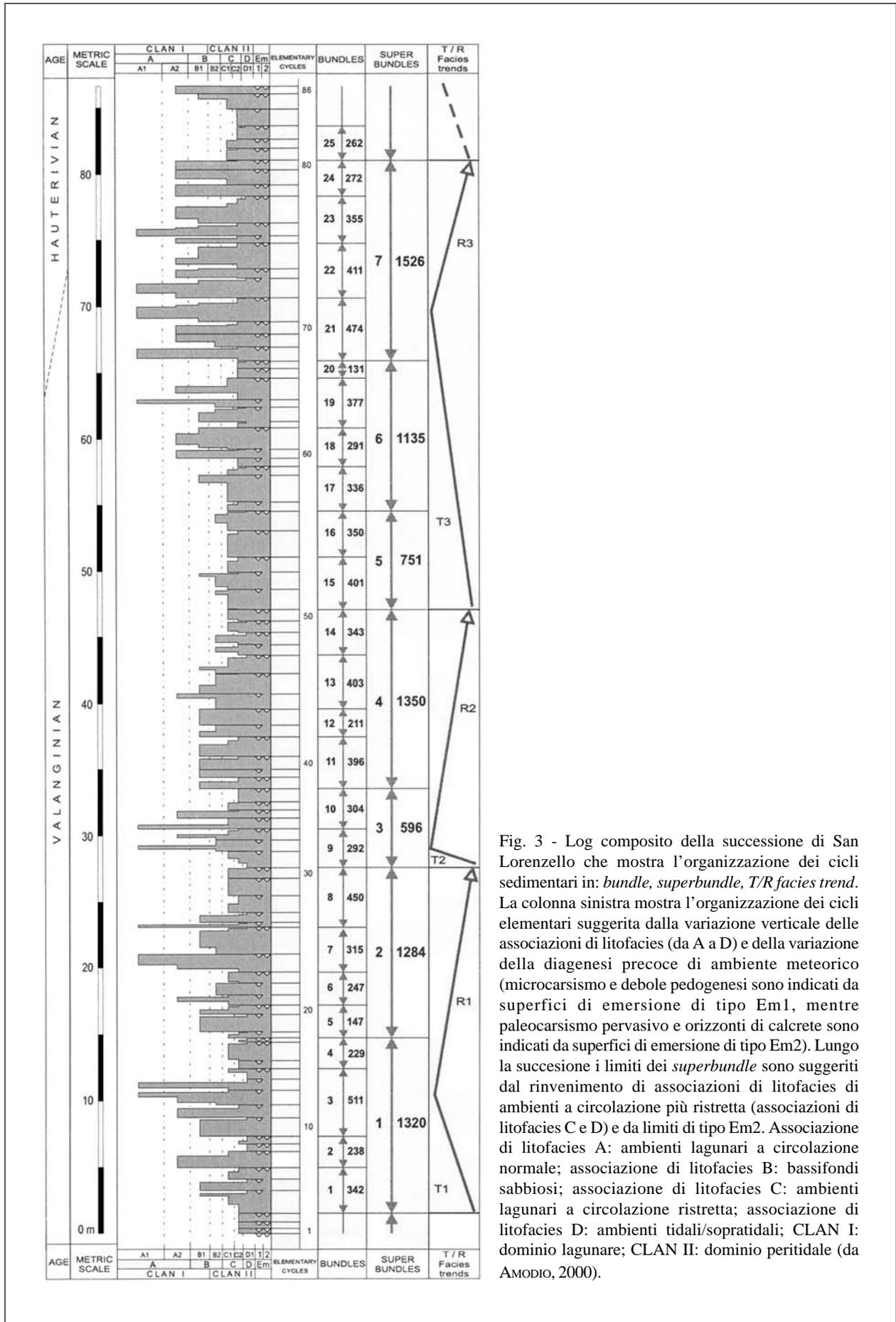


Fig. 3 - Log composto della successione di San Lorenzello che mostra l'organizzazione dei cicli sedimentari in: *bundle*, *superbundle*, *T/R facies trend*. La colonna sinistra mostra l'organizzazione dei cicli elementari suggerita dalla variazione verticale delle associazioni di litofacies (da A a D) e della variazione della diagenesi precoce di ambiente meteorico (microcarsismo e debole pedogenesi sono indicati da superfici di emersione di tipo Em1, mentre paleocarsismo pervasivo e orizzonti di calcrite sono indicati da superfici di emersione di tipo Em2). Lungo la successione i limiti dei *superbundle* sono suggeriti dal rinvenimento di associazioni di litofacies di ambienti a circolazione più ristretta (associazioni di litofacies C e D) e da limiti di tipo Em2. Associazione di litofacies A: ambienti lagunari a circolazione normale; associazione di litofacies B: bassifondi sabbiosi; associazione di litofacies C: ambienti lagunari a circolazione ristretta; associazione di litofacies D: ambienti tidali/sopratidali; CLAN I: dominio lagunare; CLAN II: dominio peritidale (da AMODIO, 2000).

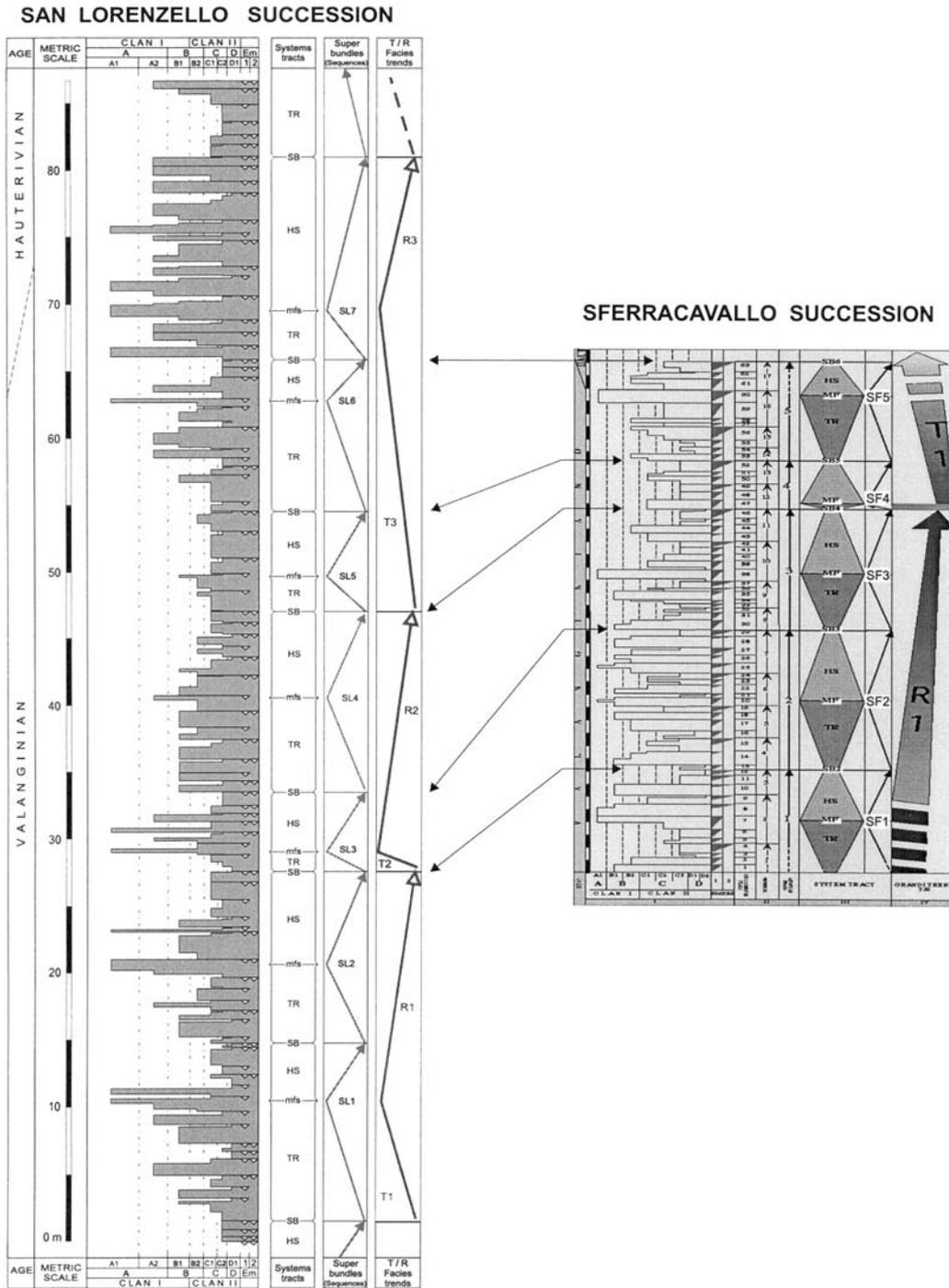


Fig. 4 - Correlazione litostratigrafica di elevata precisione a scala regionale tra la successione di San Lorenzo (Piattaforma Abruzzese-Campana Auct.) e quella di Sferracavallo (Piattaforma Panormide Auct.); essa si basa sull'interpretazione in chiave sequenziale dei *superbundle* (vedi fig. 3) ed usa quale *marker* biostratigrafico di riferimento il limite Valanginiano/Hauteriviano riconosciuto in entrambe le sezioni. TR e HS indicano rispettivamente il *transgressive* e l'*highstand systems tract* (apparato deposizionale trasgressivo e apparato deposizionale di stazionamento alto, rispettivamente); SB e mfs corrispondono invece alla *sequence boundary* (limite di sequenza) e alla *maximum flooding surface* (superficie di massima ingressione); infine T/R *facies trend* sta per *transgressive/regressive facies trend*. Gli intervalli correlati corrispondono ai *superbundle*: SL3-SL6 di San Lorenzo (in AMODIO, 2000) e SF2-SF5 di Sferracavallo (in SANDULLI, 1999) da AMODIO, 2000.

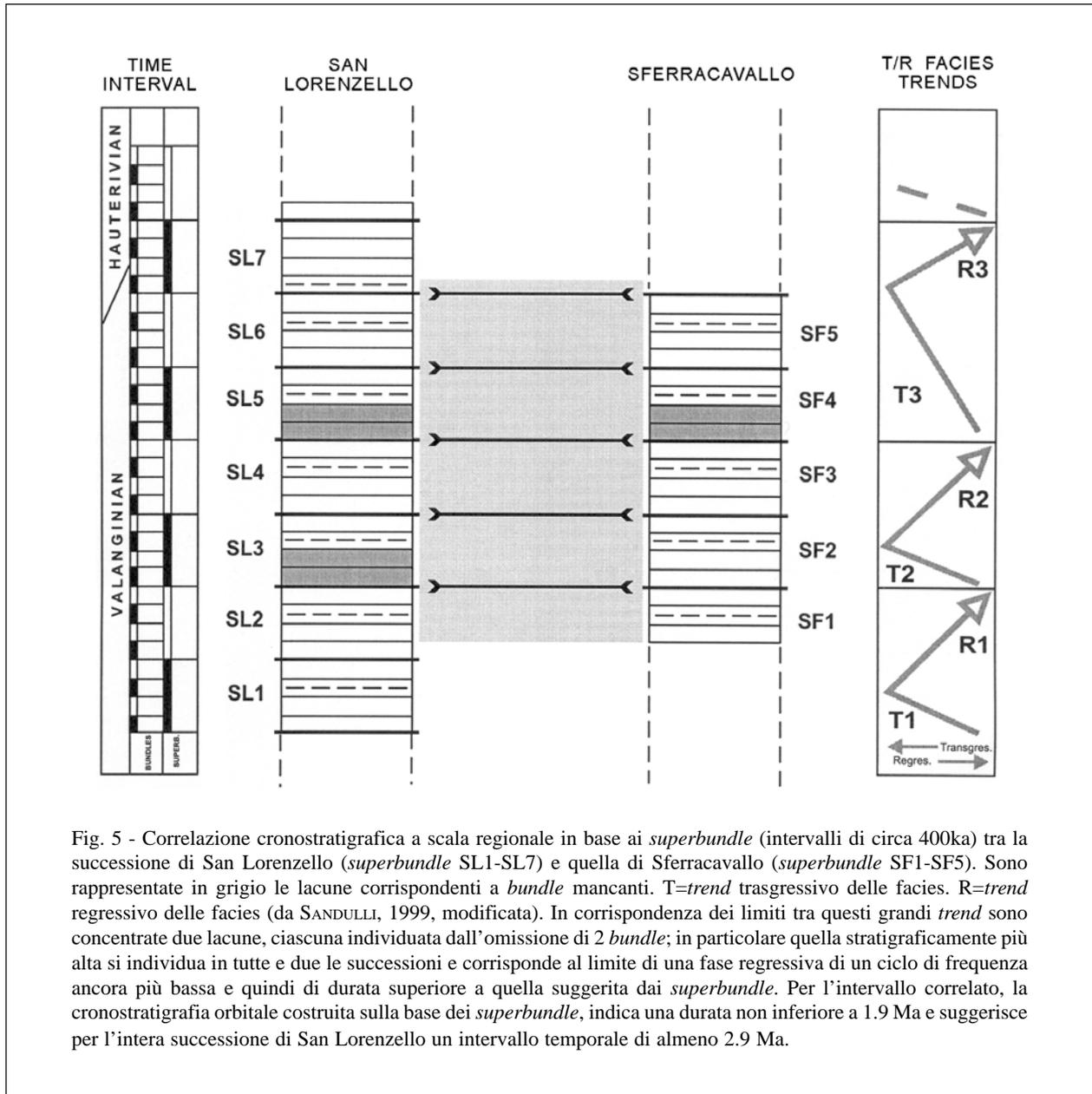


Fig. 5 - Correlazione cronostratigrafica a scala regionale in base ai *superbundle* (intervalli di circa 400ka) tra la successione di San Lorenzello (*superbundle* SL1-SL7) e quella di Sferracavallo (*superbundle* SF1-SF5). Sono rappresentate in grigio le lacune corrispondenti a *bundle* mancanti. T=*trend* trasgressivo delle facies. R=*trend* regressivo delle facies (da SANDULLI, 1999, modificata). In corrispondenza dei limiti tra questi grandi *trend* sono concentrate due lacune, ciascuna individuata dall'omissione di 2 *bundle*; in particolare quella stratigraficamente più alta si individua in tutte e due le successioni e corrisponde al limite di una fase regressiva di un ciclo di frequenza ancora più bassa e quindi di durata superiore a quella suggerita dai *superbundle*. Per l'intervallo correlato, la cronostratigrafia orbitale costruita sulla base dei *superbundle*, indica una durata non inferiore a 1.9 Ma e suggerisce per l'intera successione di San Lorenzello un intervallo temporale di almeno 2.9 Ma.

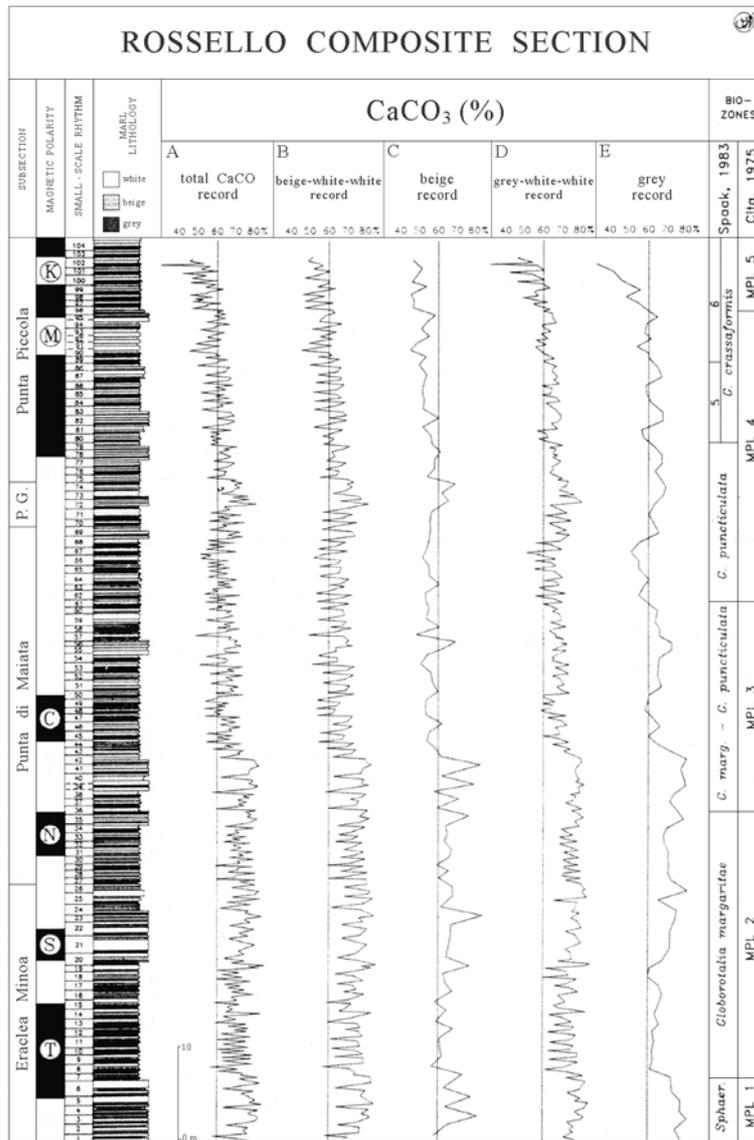


Fig. 6 - La sezione di Capo Rossello. a) CaCO₃ totale; b) CaCO₃ totale, ma senza i valori relativi ai livelli grigi; c) CaCO₃ relativo ai livelli beige; d) CaCO₃ totale, ma senza i valori relativi ai livelli beige; e) CaCO₃ relativo ai livelli grigi (da HILGEN & LANGEREIS, 1989).

SEDIMENTARY CYCLES	PRECESSION			OBLIQUITY	ECCENTRICITY		
	QUASI - PERIODS	QUASI - PERIODS	AVERAGE		QUASI - PERIODS	QUASI - PERIODS	QUASI - PERIODS
ORBITAL CYCLES	19	23	21.7	41	95	123	413
CaCO ₃ CYCLES	15.5 (81.6%)	18.5 (80.4%)	—	+ 35.0 (85.3%)	—	—	335 (81.1%)
MARL RHYTHMS (colour cycles)	—	—	18.0 / 19.0 (82.8% / 87.6%)	—	—	—	334 (80.9%)

Fig. 7 - Comparazione tra le periodicità riscontrate nei cicli di CaCO₃, nei cicli di colore e nei ritmi marnosi. In parentesi sono mostrate le percentuali di corrispondenza con i quasi-periodi orbitali (da HILGEN & LANGEREIS, 1989).

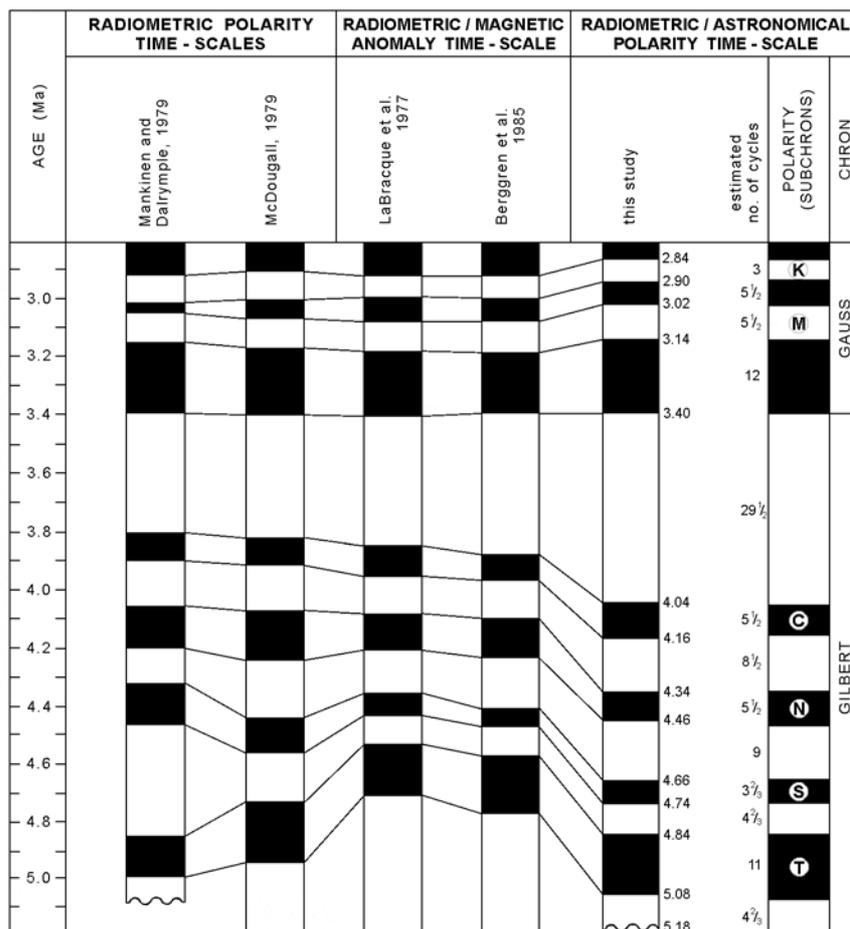


Fig. 8 - Scala delle polarità magnetiche proposta da HILGEN & LANGERIS, 1989 per la maggior parte dei Croni Gilbert e Gauss. È utilizzato il massimo numero dei cicli: la scarsa risultante è confrontata con altre scale di polarità magnetica (da HILGEN & LANGERIS, 1989).

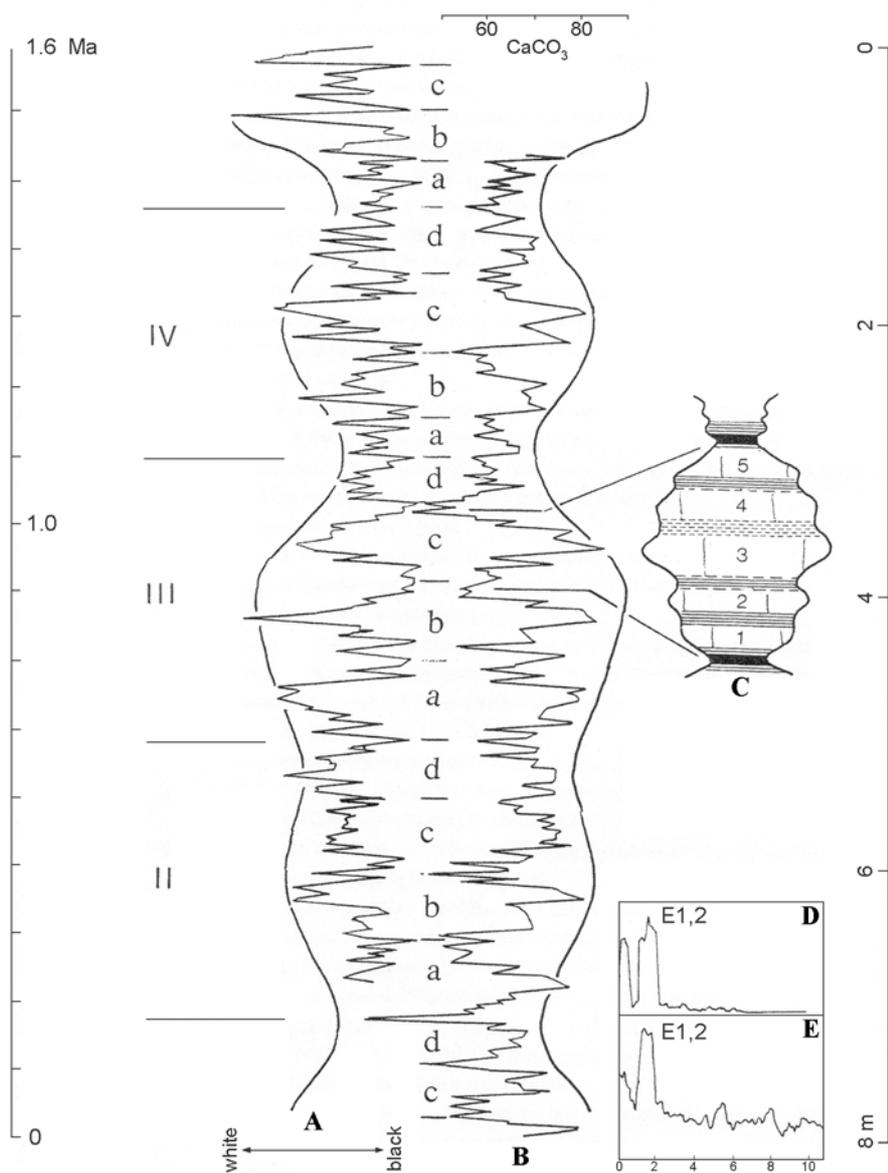


Fig. 9 - Segmento Amadeus della carota Piobbico. **A)** Variazione del colore misurata col microdensimetro; **B)** Variazione nel contenuto in CaCO₃; **C)** Ingrandimento di un segmento di 100 ka che mostra la sottostruttura a 5 cicli di precessione; **D)** Analisi di Fourier dell'indice di precessione; **E)** Analisi di Fourier della curva del CaCO₃; II,III,IV) Cicli di 400 ka; a,b,c,d) cicli di 100 ka; 2,3,4,5) Cicli di 20 ka (da FISCHER *et alii*, 1991).

