



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE
IN
SCIENZE GEOLOGICHE

**INDAGINI MAGNETOSTRATIGRAFICHE
DELLA SEZIONE DEL MONTE MESSAPION
(CHALKIDA, GRECIA),
TRIASSICO SUPERIORE – GIURASSICO
INFERIORE**

Relatore: Dott. Manuel Rigo
Correlatori: Dott. Matteo Maron
Prof. Giovanni Muttoni

Laureanda: Marta Pastro

ANNO ACCADEMICO 2012/2013

INDICE

Abstract	5
Riassunto	5
1. INTRODUZIONE	7
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	9
2.1 Litostratigrafia	10
2.2 Biostratigrafia e considerazioni paleobiologiche	11
3. PALEOMAGNETISMO E MAGNETOSTRATIGRAFIA	13
3.1 Proprietà magnetiche dei minerali	15
3.2 Magnetizzazione Residua Naturale (NRM)	16
3.3 Tecniche di demagnetizzazione parziale	17
4. ATTIVITÀ DI LABORATORIO	19
4.1 Preparazione dei campioni	20
4.2 Misura della suscettività	20
4.3 Fase di riscaldamento dei campioni	21
4.4 Misurazione della magnetizzazione rimanente naturale (NRM)	23
5. ANALISI DELLE COMPONENTI PRINCIPALI	25
6. INTERPRETAZIONE DEI DATI	27
6.1 Calcolo del polo geomagnetico virtuale (VGP)	28
6.2 Calcolo del polo paleomagnetico	32
6.3 Determinazione della paleolatitudine del sito	33
7. CONCLUSIONI	35
BIBLIOGRAFIA	37

Abstract

This work consists in a paleomagnetic analysis on samples collected from a Triassic – Jurassic section of carbonatic platform limestones, outcropping along the road leading up to the summit of Mount Messapion (Chalkida), in the north-eastern part of Greece. The aim of this thesis is to find a magnetostratigraphic signal and to identify possible magnetozones around the T/J boundary. Samples have been analyzed at the Alpine Laboratory of Paleomagnetism in Peveragno (CN), in order to find the characteristic component of Natural Remanent Magnetization (NRM), by using a progressive thermal demagnetization. The following Principal Component Analysis allowed to recognize the original magnetic signal and to identify five possible magnetozones, three characterized by normal polarity (MES1n, MES2n, MES3n) and two by reversal one (MES1r, MES2r).

Riassunto

Il presente lavoro propone l'analisi paleomagnetica di campioni prelevati da una sezione di piattaforma carbonatica con cicli peritidali, contenente il limite Triassico Superiore – Giurassico Inferiore, affiorante nell'area del Monte Messapion (Chalkida, Grecia). Lo scopo di questa tesi è la ricerca di un segnale magnetostratigrafico attorno al limite Retico – Hettangiano e l'individuazione di possibili inversioni di polarità magnetica. La prima parte di questo lavoro si è svolta presso il laboratorio di paleomagnetismo a Peveragno (CN), dove, con la tecnica di demagnetizzazione termica progressiva, si è risaliti alla componente primaria della magnetizzazione naturale rimanente. La seconda parte riguarda invece l'analisi e l'interpretazione dei dati ottenuti. Questa tesi ha permesso di rilevare la presenza di un segnale magnetico originario, anche se di debole intensità, e di definire cinque possibili magnetozone, tre normali (MES1n, MES2n, MES3n) e due inverse (MES1r, MES2r).

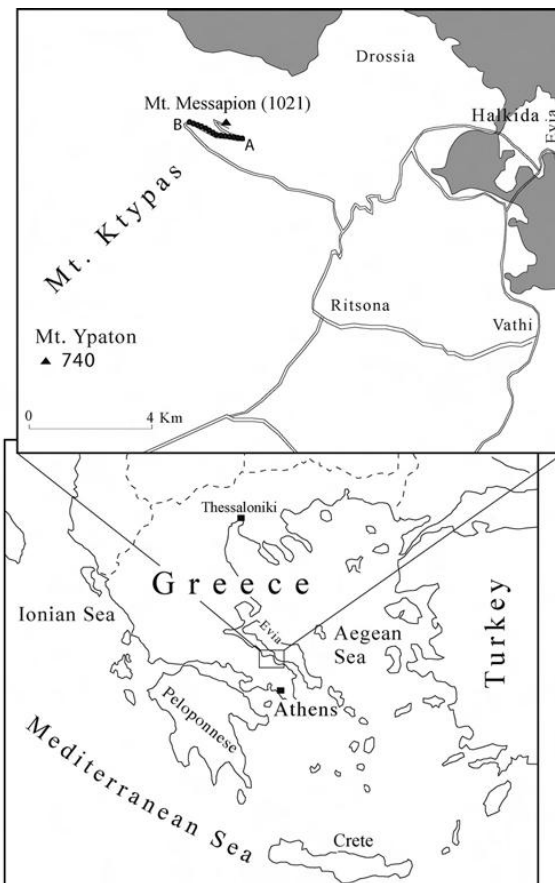
1. INTRODUZIONE

Il lavoro svolto durante questa tesi riguarda l'analisi paleomagnetica su carote prelevate dalla sezione del Monte Messapion (Chalkida, Grecia), costituita principalmente da calcari di piattaforma di età Triassico Superiore – Giurassico Inferiore. Questo tipo di indagine va a completare lo studio multidisciplinare che è stato realizzato in questa successione stratigrafica tra il 1999 e il 2006, focalizzato principalmente sulla biostratigrafia e sull'analisi di facies. Lo scopo di questo lavoro è di individuare un segnale magnetico primario e ottenere una sequenza di inversioni di polarità magnetica, col fine di definire la magnetostratigrafia della sezione attorno al limite Triassico Superiore – Giurassico Inferiore. L'analisi paleomagnetica permette inoltre l'identificazione della posizione del paleopolo magnetico e della paleolatitudine del sito.

L'indagine magnetostratigrafica ha richiesto una parte di attività di laboratorio e una parte di interpretazione e rielaborazione dei dati raccolti. L'analisi dei campioni è stata effettuata in circa sette giorni durante il mese di Aprile, presso il laboratorio ALP (Alpine Laboratory of Paleomagnetism) di Peveragno (CN).

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

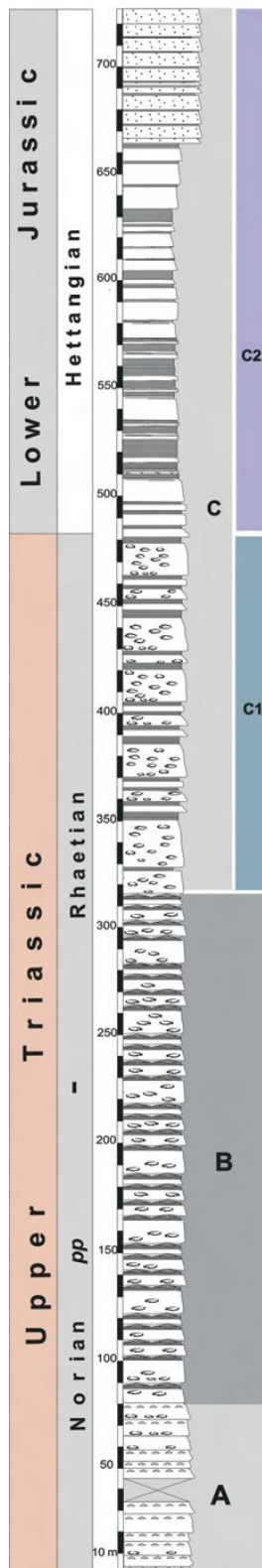
La sezione del Monte Messapion rappresenta una potente successione stratigrafica, di età Triassico Superiore – Giurassico Inferiore, legata a un sistema di piattaforma carbonatica del Dominio Pelagoniano (Romano et al., 2008). L'affioramento studiato è situato nella parte est della Grecia, 10 km a ovest della città di Chalkis (oggi Halkida o Chalkida), lungo la strada che conduce alla cima del rilievo stesso (Fig. 2.1). La formazione consiste in calcari e calcari dolomitici bianco-grigiastri, stratificati, in genere microcristallini, fortemente tettonizzati, posti su arenarie e microconglomerati del Triassico Inferiore (Romano et al., 2008). Al tetto i calcari si presentano, invece, troncati dalla “Eohellenic Tectonic Nappe”, falda ofiolitica costituita da rocce ultrabasiche e formazioni vulcano-sedimentarie, sovrascorsa durante la fine del Giurassico e l'inizio del Cretaceo. Questa successione di piattaforma carbonatica è tipica del Dominio Pelagoniano,



il quale viene considerato da molti autori come una parte della placca Africana/Apuliana, lungo il margine sud-ovest della Neotetide (e.g. Romano et al., 2008). Nel Triassico Superiore e Giurassico Inferiore, infatti, si è avuta una enorme diffusione di sistemi di piattaforma carbonatica nell'area del Mediterraneo, caratterizzati da spesse successioni di cicli peritidali (Romano et al., 2008).

Fig. 2.1: Carta che illustra l'area del Monte Messapion situata a est della Grecia. (da Romano et al. , 2008)

2.1 Litostratigrafia



La sezione del Monte Messapion rappresenta uno dei migliori esempi di sezioni di piattaforma contenenti il limite Triassico-Giurassico, in quanto continua e talora poco dolomitizzata. Consiste in 710 metri di cicli peritidali di tipo *shallowing-upward*, la cui età è stata determinata dalla presenza di micro- e macrofossili. Lungo la successione si possono identificare tre principali unità sovrainposte, sulla base delle diverse caratteristiche dei cicli peritidali, rappresentate in figura 2.2 (Romano et al., 2008). Dalla base al top:

- *Unità A*: 70 metri di cicli *shallowing-upward* in cui la parte subtidale è costituita da wackestone e packstone, con rari megalodontidi.
- *Unità B*: 230 metri di cicli peritidali costituiti da wackestone subtidale, ricco in megalodontidi e bioturbato, con un intervallo supratidale rappresentato da un cap microbialitico, nel quale si possono riconoscere strutture a tepee.
- *Unità C*: 410 metri di cicli peritidali in cui la porzione inter- e supratidale è rappresentata da un intervallo microbialitico ben sviluppato, senza strutture a tepee.

Fig. 2.2: Log stratigrafico della sezione del Monte Messapion. (da Romano et al. , 2008, modificata)

2.2 Biostratigrafia e considerazioni paleobiologiche

Sulla sezione è stato effettuato uno studio paleontologico focalizzato principalmente negli ultimi 290 metri. Sono state riconosciute tre diverse associazioni fossili, in base alle quali è stato possibile identificare la posizione del limite Triassico-Giurassico:

- **Associazione *Retica***: presenta abbondanti megalodontidi, spesso preservati in posizione di vita. Il contenuto fossile è rappresentato anche da piccoli bivalvi e gasteropodi, aculei di echinoidi, foraminiferi tipo *Triasina hantkeni* Majzon e alghe *Griphoporella curvata*.
- **Associazione dell'*Hettangiano inferiore***: caratterizzata dalla scomparsa di alcuni micro- e macrofossili presenti nell'associazione precedentemente descritta, quali megalodontidi, *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata*. La scomparsa concomitante di questi taxa è stata determinante per l'identificazione del limite T/J.
- **Associazione dell'*Hettangiano superiore***: con alghe dasycladaceae tipiche del Giurassico Inferiore, come *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Tersella alpina*, *Fanesella anae* e *Linoporella*.

3. PALEOMAGNETISMO E MAGNETOSTRATIGRAFIA

Il paleomagnetismo è una branca della geofisica che studia le proprietà magnetiche delle rocce e il campo magnetico terrestre nel passato. La Terra, infatti, presenta un campo magnetico naturale, la cui origine sembra essere legata all'interazione tra un campo magnetico preesistente e i moti convettivi del fluido viscoso che costituisce il nucleo esterno della Terra. In questo modo, la lega ferro-nickel del nucleo produce una corrente indotta, la quale va a generare il campo magnetico terrestre (CMT). Gli studi di paleomagnetismo si basano su un modello che assimila il campo magnetico del nostro pianeta a un dipolo magnetico posizionato al centro della Terra, attualmente inclinato di $\sim 11.5^\circ$ rispetto all'asse di rotazione terrestre (Figura 3.1).

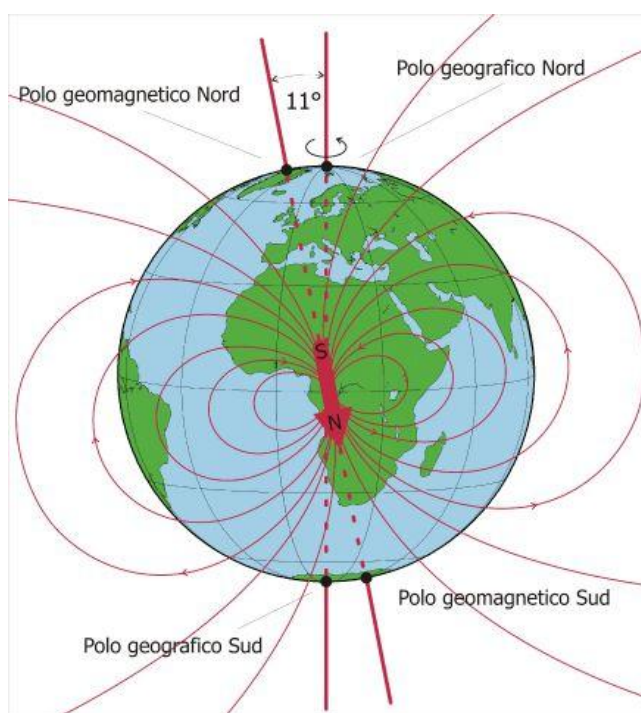


Fig. 3.1:
Rappresentazione del campo geomagnetico assimilato a un dipolo magnetico. (da roma2.rm.ingv.it)

Il campo magnetico è rappresentato da un vettore, la cui direzione è definita da inclinazione e declinazione. L'inclinazione I rappresenta l'angolo tra il vettore del campo magnetico \vec{H} e il piano orizzontale; varia da -90° a $+90^\circ$ ed è considerato positivo quando l'inclinazione è verso il basso. La declinazione D è, invece,

l'angolo tra la componente orizzontale del vettore e il nord geografico; è misurato in senso orario e va da 0° a 360° . Come mostrato in figura 3.2, il vettore del campo magnetico \vec{H} si può, infatti, scomporre in due componenti, una verticale diretta verso il centro (H_V), e una orizzontale (H_O), la quale è ulteriormente suddivisibile in una componente nord (H_N) e una est (H_E). Qualora le componenti siano note, è possibile ricavare l'intensità totale del campo magnetico, espressa dalla relazione:

$$H = \sqrt{H_V^2 + H_N^2 + H_E^2}.$$

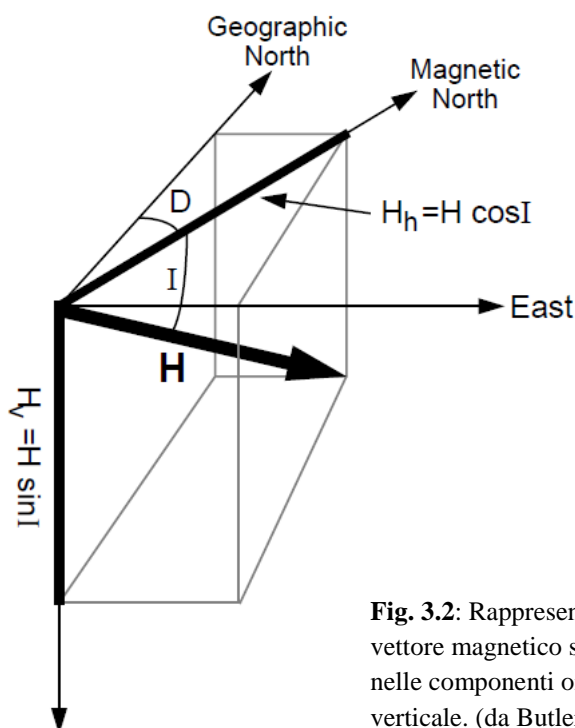


Fig. 3.2: Rappresentazione del vettore magnetico scomposto nelle componenti orizzontale e verticale. (da Butler, 1998)

Il campo geomagnetico non è stazionario: esso subisce diverse variazioni in termini di direzione e intensità del vettore magnetico. Esistono due situazioni di polarità (normale e inversa) che si alternano nel tempo, senza una ciclicità. La polarità normale, coincidente con quella attuale, corrisponde alla configurazione in cui le linee del campo magnetico sono entranti all'emisfero nord e uscenti all'emisfero Sud. La condizione opposta determina, invece, la polarità inversa.

Dagli studi di paleomagnetismo si può risalire alla condizione di polarità, nonché alla posizione dei poli magnetici nel passato. Queste informazioni sono fondamentali per la magnetostratigrafia, la quale è una branca della stratigrafia che organizza le successioni rocciose in unità magnetostratigrafiche (magnetozone), in base alle diverse proprietà magnetiche e alla diversa condizione di polarità del CMT registrata nelle rocce. L'identificazione delle inversioni di polarità ha permesso di costruire la Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS), una scala dei tempi basata sulla magnetostratigrafia, riferita ufficialmente agli ultimi 160 milioni di anni (Ogg, 2012). Questa consente di effettuare correlazioni molto precise, essendo l'inversione della polarità magnetica un evento globale, istantaneo in senso geologico, e indipendente dalle litofacies. Essendo la polarità del campo geomagnetico un segnale binario che si ripete nel tempo, per costruire la GPTS è stato necessario calibrare le magnetozone con la biostratigrafia e la cronostratigrafia.

3.1 Proprietà magnetiche dei minerali

Le rocce della crosta terrestre sono in grado di registrare al loro interno la direzione e l'inclinazione del campo magnetico terrestre al momento della loro formazione. Questa attitudine è legata alla capacità dei minerali costituenti le rocce di magnetizzarsi, se sottoposti a un campo magnetico esterno \vec{H} . La magnetizzazione segue un comportamento diverso in base alle proprietà magnetiche dei minerali stessi, le quali dipendono dai momenti magnetici atomici dovuti alla rotazione degli elettroni. Esistono tre tipi fondamentali di proprietà magnetiche:

- *Diamagnetismo*: a causa dell'assenza di momenti magnetici negli atomi, il materiale, sottoposto a un campo magnetico esterno, acquisisce una magnetizzazione indotta molto debole e opposta al campo applicato.
- *Paramagnetismo*: il materiale possiede momenti magnetici atomici disposti in modo disordinato, i quali, una volta applicato il campo

magnetico esterno, si allineano a questo. Così la sostanza acquisisce una magnetizzazione temporanea che scompare istantaneamente con la rimozione del campo.

- *Ferromagnetico*: in presenza di un campo magnetico esterno, i momenti magnetici si orientano seguendo le linee di campo, ottenendo una magnetizzazione più intensa rispetto ai materiali paramagnetici e permanente, anche dopo la rimozione di \vec{H} .

Sono i minerali ferromagnetici che hanno la capacità di registrare le variazioni del campo magnetico terrestre all'interno di rocce magmatiche effusive o sedimentarie.

3.2 Magnetizzazione Residua Naturale (NRM)

Il magnetismo rimanente naturale è la magnetizzazione rimanente presente nei campioni di roccia prima dei trattamenti in laboratorio. Generalmente è formato da una NRM primaria, acquisita proprio durante la formazione della roccia, e una NRM secondaria, successiva alla formazione. La NRM è la risultante di tutte le componenti di magnetizzazione acquisite naturalmente, di cui le principali sono tre:

- *Magnetizzazione Termorimanente (TRM)*: tipica di rocce vulcaniche, è acquisita durante il raffreddamento del materiale al di sotto della Temperatura di Curie (T_C) corrispondente ai minerali ferromagnetici presenti. T_C è la temperatura, caratteristica di ciascun minerale ferromagnetico, al di sopra della quale esso assume un comportamento paramagnetico. Alcuni minerali, quando scendono al di sotto della T_C non assumono direttamente un comportamento ferromagnetico, ma superparamagnetico. Un minerale superparamagnetico, in presenza di un campo magnetico indotto, acquisisce una magnetizzazione che, una volta rimosso il campo, tende a dissiparsi in un determinato periodo di tempo legato alla temperatura, fino ad annullarsi completamente. Il minerale

assumerà un comportamento ferromagnetico una volta sceso sotto la cosiddetta Temperatura di Blocco (T_B).

- *Magnetizzazione Rimanente Chimica (CRM)*: è dovuta alla formazione di minerali ferromagnetici per processi chimici di alterazione o precipitazione da soluzioni.
- *Magnetizzazione Rimanente Detritica (DRM)*: acquisita dalle rocce sedimentarie per isorientazione dei granuli ferromagnetici lungo le linee di campo, durante o successivamente alla deposizione.

3.3 Tecniche di demagnetizzazione parziale

Le tecniche di demagnetizzazione consistono nell'isolamento della NRM primaria, attraverso la rimozione selettiva della componente secondaria. Esistono tre tecniche principali:

- *Smagnetizzazione in Campi Alternati (AF)*: il campione è sottoposto a un campo magnetico alternato la cui intensità decresce linearmente col tempo fino a zero dopo circa un minuto. Le componenti magnetiche con coercitività più bassa rispetto al picco del campo magnetico alternato vengono eliminate, lasciando quelle a coercitività più alta.
- *Smagnetizzazione Chimica*: consiste nella dissoluzione di ossidi di ferro e titanio per reazione con acido diluito, generalmente cloridrico. In questo modo si ha la rimozione della NRM secondaria dovuta a ematite microcristallina.
- *Smagnetizzazione Termica*: il campione viene riscaldato a una temperatura (T_{demagn}) inferiore alla T_C (o alla T_B) dei minerali ferromagnetici presenti e successivamente raffreddato in uno spazio privo di campo magnetico. Pertanto si ha che le componenti magnetiche dei granuli con T_C o $T_B \leq T_{\text{demagn}}$ vengono cancellate e rimangono magnetizzati solo i minerali con T_C o $T_B > T_{\text{demagn}}$. Con questa tecnica di demagnetizzazione progressiva, il campione viene riscaldato secondo intervalli di temperatura crescenti fino

a raggiungere una temperatura di poco al di sopra della T_C dell'ematite pura, considerata la più alta. Le componenti di NRM vengono così progressivamente eliminate, rivelando man mano la componente originaria conservata nei minerali più difficilmente rimagnetizzabili (con T_B o T_C più alte).

4. ATTIVITÀ DI LABORATORIO

L'attività di campionamento è stata effettuata in passate campagne principalmente dal Dr. G. Roghi e Dr.ssa R. Romano. I campioni sono stati prelevati utilizzando un carotatore portatile raffreddato ad acqua che fornisce carote con un diametro di 2,5 cm e lunghezza variabile fino ad un massimo di 9-10 cm. I campioni sono stati orientati in situ, determinando azimuth geografico e hade, rappresentati in figura 4.1. L'immersione della carota viene segnata sul campione stesso con una freccia in matita parallela alla direzione di immersione e con verso entrante nell'affioramento. L'hade rappresenta, invece, l'angolo tra l'asse della carota e la verticale, ovvero l'angolo complementare al dip-angle, che sarà poi il valore da considerare per le analisi.

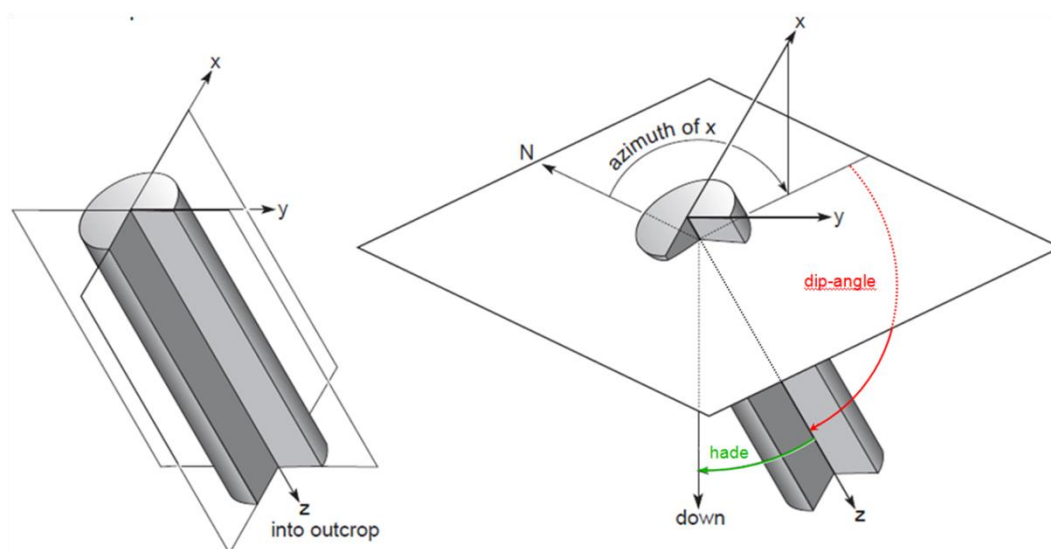


Fig. 4.1: Orientazione dei campioni con hade e dip-angle segnati. (da Butler, 1998, modificata)

I campioni sono stati prelevati con un passo di campionamento variabile, in media di 60 cm, principalmente in calcari massicci, evitando gli intervalli stromatolitici o gusci ricristallizzati di macrofossili; successivamente sono stati siglati e numerati dal basso verso l'alto.

L'analisi magnetica dei campioni è stata effettuata nel Laboratorio ALP (Alpine Laboratory of Paleomagnetism) a Peveragno (CN) e riguarda la misura della

magnetizzazione rimanente naturale attraverso la tecnica di Demagnetizzazione Termica progressiva. Partendo da 100°C, i campioni sono stati scaldati a step di temperatura di 50°C fino a 350°C; per temperature maggiori, invece, gli step di temperatura usati sono di 25°C fino a 675°C.

4.1 Preparazione dei campioni

Per svolgere l'analisi magnetica è necessario che le carote abbiano dimensioni standard in modo tale da essere adatte per i macchinari successivamente utilizzati. I campioni sono stati, pertanto, ridotti in lunghezza fino a 2,5 cm tramite l'uso di una sega circolare a doppia lama diamantata (Figura 4.2), in cui il taglio viene effettuato con acqua per impedirne il surriscaldamento.

In questa fase, qualora si abbia rottura del campione, per ricomporlo vengono usate colla vinilica o colle silicatiche ininfluenti nelle analisi magnetiche e resistenti alle alte temperature a cui sarà poi soggetto il campione.



Fig. 4.2: Sega circolare usata per il taglio.

4.2 Misura della suscettività

La suscettività magnetica χ è una costante di proporzionalità adimensionale che indica la tendenza di un materiale a magnetizzarsi se sottoposto a un campo magnetico esterno \vec{H} . Questi due parametri sono legati dalla relazione $\vec{J} = \chi \vec{H}$, dove \vec{J} è la magnetizzazione, o intensità magnetica.

La misura di suscettività è stata realizzata, tramite un suscettivometro AGICO K-bridge KLY-3 (figura 4.3), prima dell'analisi dei campioni e dopo ogni step di temperatura a cui sono stati portati i campioni, in modo tale da vedere la variazione di questo parametro con il progressivo isolamento della magnetizzazione caratteristica.

Una conoscenza preliminare della suscettività permette di farsi un'idea sull'abbondanza di minerali ferromagnetici all'interno del campione e quindi sull'intensità della magnetizzazione.



Fig. 4.3: Suscettivometro AGICO K-bridge KLY-3.

4.3 Fase di riscaldamento dei campioni

Questa rappresenta la fase vera e propria di Smagnetizzazione Termica progressiva. I campioni vengono alloggiati in appositi contenitori in vetro di quarzo detti “barche”, per un massimo di circa 45 campioni per barca (Figura 4.4); successivamente le barche vengono inserite all'interno di uno smagnetizzatore termico ASC TD-48, visibile in figura 4.5. All'interno di questo forno cilindrico isolato termicamente e schermato da campi magnetici esterni, i campioni sono stati portati alla temperatura desiderata e mantenuti per 45 minuti a temperatura costante. Per riportare i campioni alla temperatura ambiente è stata utilizzata la camera di raffreddamento di cui il forno è dotato. Questo

procedimento è stato ripetuto per diversi valori di temperatura: 100°C, 150°C, 200°C, 250°C, 300°C, 350°C, 375°C, 400°C, 425°C, 450°C, 475°C, 500°C, 525°C, 550°C, 575°C, 600°C, 625°C, 650°C, 675°C. Dopo ogni step di temperatura, per ciascun campione è stata effettuata la misura di suscettività e l'analisi della NRM per ottenere l'intensità del vettore magnetico col procedere della smagnetizzazione.



Fig. 4.4: Barca portacampioni.

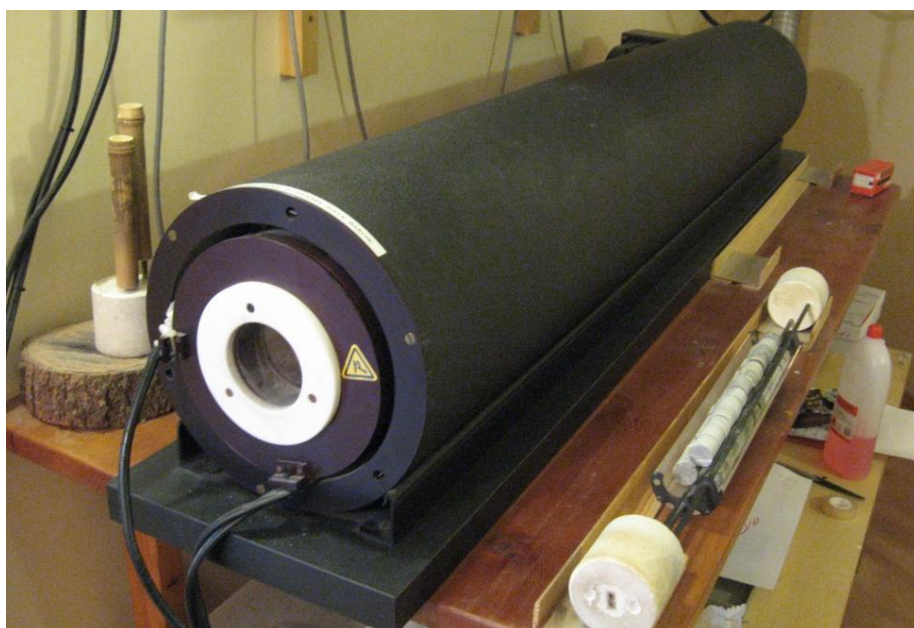


Fig. 4.5: Smagnetizzatore termico (sopra) e relativo controller (a sinistra).

4.4 Misurazione della magnetizzazione rimanente naturale (NRM)

La strumentazione usata per questa analisi è un magnetometro criogenico DC-SQUID prodotto dalle 2G Enterprises (Figura 4.6), il cui funzionamento si basa sul comportamento di placche metalliche che alla temperatura dell'elio liquido (4K) diventano superconduttori. Una volta inserita la carota nel magnetometro, tra le placche, sensibili anche a segnali magnetici molto deboli, si viene a formare una corrente indotta, la quale crea un campo magnetico indotto che viene misurato da un sensore chiamato magnetometro SQUID (Superconducting Quantum Interference Device).



Fig. 4.6: Magnetometro criogenico.

Per ciascuna misurazione NRM, il campione viene inserito nel magnetometro, attraverso un portacampioni costituito da materiale diamagnetico, con la freccia indicante l'immersione entrante nel magnetometro. Esso restituisce la misura della magnetizzazione naturale rimanente ricavando intensità e direzione del vettore magnetico nelle tre componenti lungo gli assi x , y e z . Questi dati di misura vengono registrati in un software in cui precedentemente sono stati inseriti i dati

di terreno, ovvero l'orientazione delle carote e la giacitura degli strati da cui sono state prelevate. Il programma trasforma le componenti del vettore dal sistema di riferimento (x,y,z) a un sistema geografico e restituisce, inoltre, la direzione del vettore magnetico corretta per il bedding, ovvero tenendo conto dell'inclinazione degli strati, riportandoli all'originaria orizzontalità assunta nella fase di deposizione.

La misurazione deve essere effettuata per ciascun campione per ogni grado di smagnetizzazione, in modo tale da eliminare una alla volta le componenti più recenti e isolare la NRM primaria di ciascuna carota.

5. ANALISI DELLE COMPONENTI PRINCIPALI

Per l'interpretazione dei dati è necessario utilizzare una proiezione per rappresentare un dato tridimensionale, il vettore magnetico, in due dimensioni. La migliore rappresentazione grafica è data dal diagramma di Zijderveld (o diagramma delle componenti del vettore, da Zijderveld, 1967), il quale, a differenza di altre proiezioni di tipo equal-area, è in grado di mostrare in un unico grafico sia direzione che intensità del vettore NRM. Il vettore è proiettato su due piani tra loro ortogonali, uno orizzontale, corrispondente alle coordinate geografiche, e uno verticale su cui viene proiettata la componente radiale del vettore magnetico. Per ogni misurazione al magnetometro, si ha nel grafico un punto (la punta del vettore), la cui distanza dall'origine è proporzionale all'intensità del vettore stesso. Nel piano N/S-E/W viene rappresentata, con pallini neri, la componente orizzontale, la quale permette di definire la declinazione rispetto al nord geografico. Nell'altro piano (E/W-Up/Down) viene proiettata, con pallini bianchi, la componente verticale. Considerando il nostro emisfero (Boreale), in un diagramma di questo tipo si ha magnetizzazione normale quando i pallini neri punteranno verso il nord e i pallini bianchi verso il basso (Down); si ha, invece, magnetizzazione inversa quando la configurazione è esattamente opposta, ovvero quando i pallini neri sono concentrati verso sud e quelli bianchi verso l'alto (Up). Questo è coerente con la distribuzione delle linee di campo magnetico, rappresentata in figura 5.1, che, in condizioni di polarità normale, sono entranti nell'emisfero Boreale e uscenti dall'emisfero Australe, mentre in polarità inversa sono uscenti a nord ed entranti a sud.

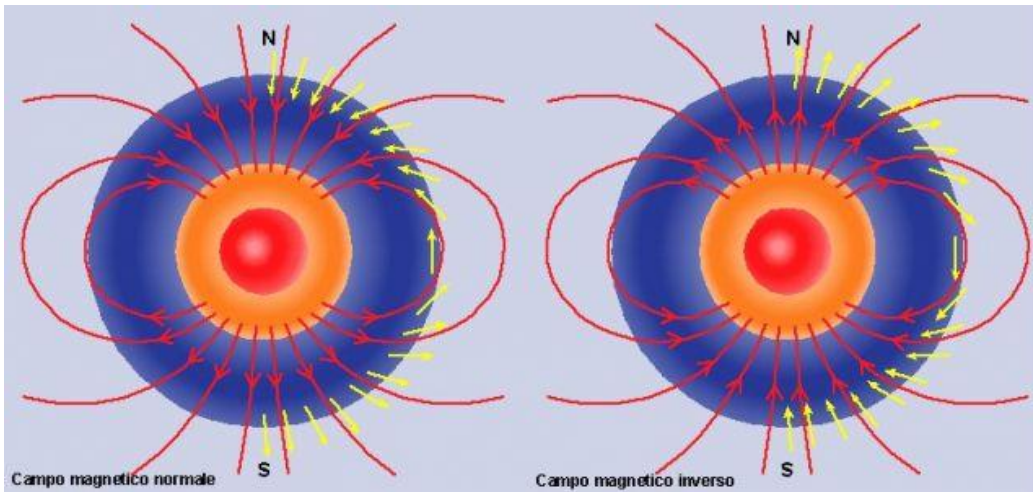


Fig. 5.1: Rappresentazione delle linee di campo magnetico nelle due situazioni di polarità normale e inversa, secondo il modello del dipolo assiale geocentrico.

Partendo dai diagrammi di Zijdeveld, l'analisi statistica delle componenti NRM dei campioni (Principal Component Analysis) consiste nell'identificare almeno tre punti in serie che possono corrispondere alla componente caratteristica della NRM, ovvero la componente più stabile che può essere rimossa solo ad alti livelli di demagnetizzazione.

6. INTERPRETAZIONE DEI DATI

Sono stati analizzati 34 campioni della sezione del monte Messapion, di cui 27 hanno preservato un segnale magnetico originario, seppur con una bassa intensità di magnetizzazione naturale rimanente. Questo dimostra che non è possibile conoscere a priori se il campione conserva o meno il record di polarità originale; solo dopo aver effettuato le misurazioni al magnetometro per ciascun grado di T_{demagn} è possibile stimare i campioni che mostrano una disposizione caotica delle componenti all'interno del diagramma di Zijderveld, dovuta a un disturbo del segnale.

In figura 6.1 sono rappresentati i diagrammi delle componenti vettoriali di alcuni campioni analizzati in laboratorio.

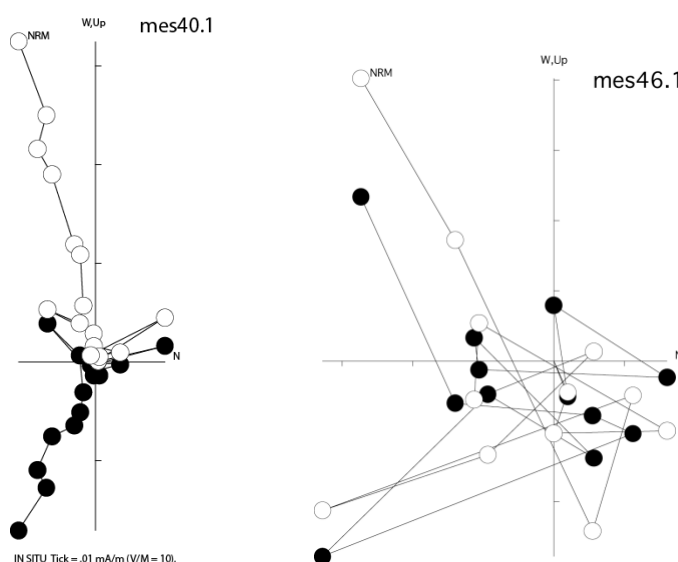


Fig. 6.1: Diagramma di Zijderveld accettabile (campione mes40.1), in questo caso a magnetizzazione inversa, e diagramma da scartare (campione mes46.1).

La debole intensità di magnetizzazione, riscontrata nella maggior parte dei campioni, era prevedibile considerando la litologia delle carote. I campioni che mostrano un segnale più debole sono in particolare calcari bianchi, con scarsa componente terrigena, mentre quelli che rivelano un'intensità maggiore mostrano tonalità sul grigio o rosato, suggerendo la presenza di un maggior numero di

minerali magnetici. La scarsità di minerali ferromagnetici è comprovata anche dai valori di suscettività misurati a temperatura ambiente. La suscettività, legata alla magnetizzazione dalla relazione $\vec{J} = \chi\vec{H}$, presenta, valori estremamente bassi, negativi ad eccezione di pochi campioni (Figura 6.3). Questo conferma la scarsa presenza di minerali ferromagnetici, per i quali ci si aspetterebbe di avere valori di suscettività positivi e alti.

La misura della suscettività è stata effettuata per ogni grado di demagnetizzazione, permettendo di fare delle considerazioni sulla variazione di χ col procedere della smagnetizzazione termica. Considerando i grafici di questo parametro relativi alle diverse T_{demagn} , si è notato un aumento del valore della suscettività per alcuni campioni, dopo alcuni determinati step di temperatura. Questo è dovuto allo sblocco di alcune componenti per la rimozione di altre componenti meno stabili, essendo il magnetismo naturale rimanente la risultante delle due componenti NRM primaria e secondaria.

6.1 Calcolo del polo geomagnetico virtuale (VGP)

Una volta identificate le componenti caratteristiche per ciascun campione, è possibile calcolare la posizione del polo geomagnetico virtuale relativa a ciascuna carota, ovvero la posizione del polo in un determinato punto nello spazio e nel tempo. Il VGP viene determinato a partire dalla direzione (declinazione e inclinazione) del vettore magnetico caratteristico per ciascun campione, ottenuto dall'analisi delle componenti principali. Il calcolo del VGP viene effettuato da un programma (Core Pole Position) che si basa su calcoli trigonometrici applicati a triangoli sferici, come l'esempio in figura 6.2, e sfrutta:

- il Teorema del seno:

$$\frac{\sin(90 - \varphi)}{\sin(\lambda_p - \lambda_s)} = \frac{\sin(90 - \varphi_p)}{\sin \delta}$$

- il Teorema del coseno:

$$\cos(90 - \varphi_p) = \cos(90 - \varphi_s) \cos(90 - \varphi) + \sin(90 - \varphi_s) \sin(90 - \varphi) \cos \delta$$

dove φ_p e λ_p sono rispettivamente la latitudine e la longitudine del polo virtuale geomagnetico, mentre φ_s e λ_s sono le coordinate del sito di campionamento. φ rappresenta, invece, la paleolatitudine del campione, riferita al polo magnetico al momento in cui lo stesso campione è stato magnetizzato.

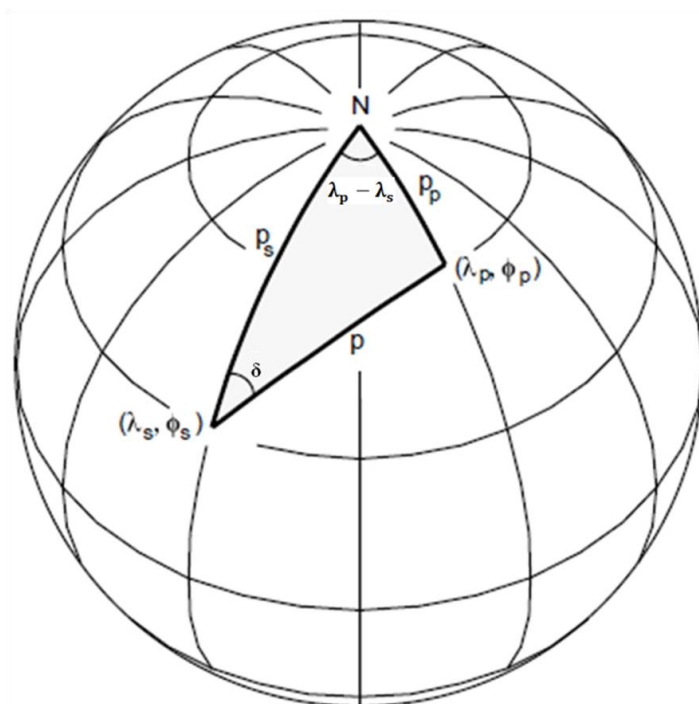


Fig. 6.2:
Determinazione del polo magnetico, nota la direzione del campo magnetico, ovvero noti inclinazione e declinazione. (da Butler, 1998, modificato)

Dopo aver calcolato i VGP relativi a ciascun campione si determina la polarità del campo magnetico considerando i diversi valori di latitudine ottenuti. Questi vengono inseriti in un grafico nella sequenza in cui sono stati prelevati e rapportati alla stratigrafia della sezione esaminata, in modo da definire delle magnetozone a prevalente polarità normale o inversa.

Nella sezione del Monte Messapion sono state individuate cinque magnetozone, tre normali e due inverse. All'interno di alcune di queste sono state identificate delle parziali inversioni di polarità che, essendo legate a un solo campione, non

sono così significative da poter determinare delle singole magnetozone. Le cinque magnetozone sono state denominate con la sigla “MES”, seguita da un numero progressivo dal basso verso l’alto; a ciascuna unità viene poi assegnato il suffisso “n” o “r” a seconda che essa sia normale o inversa.

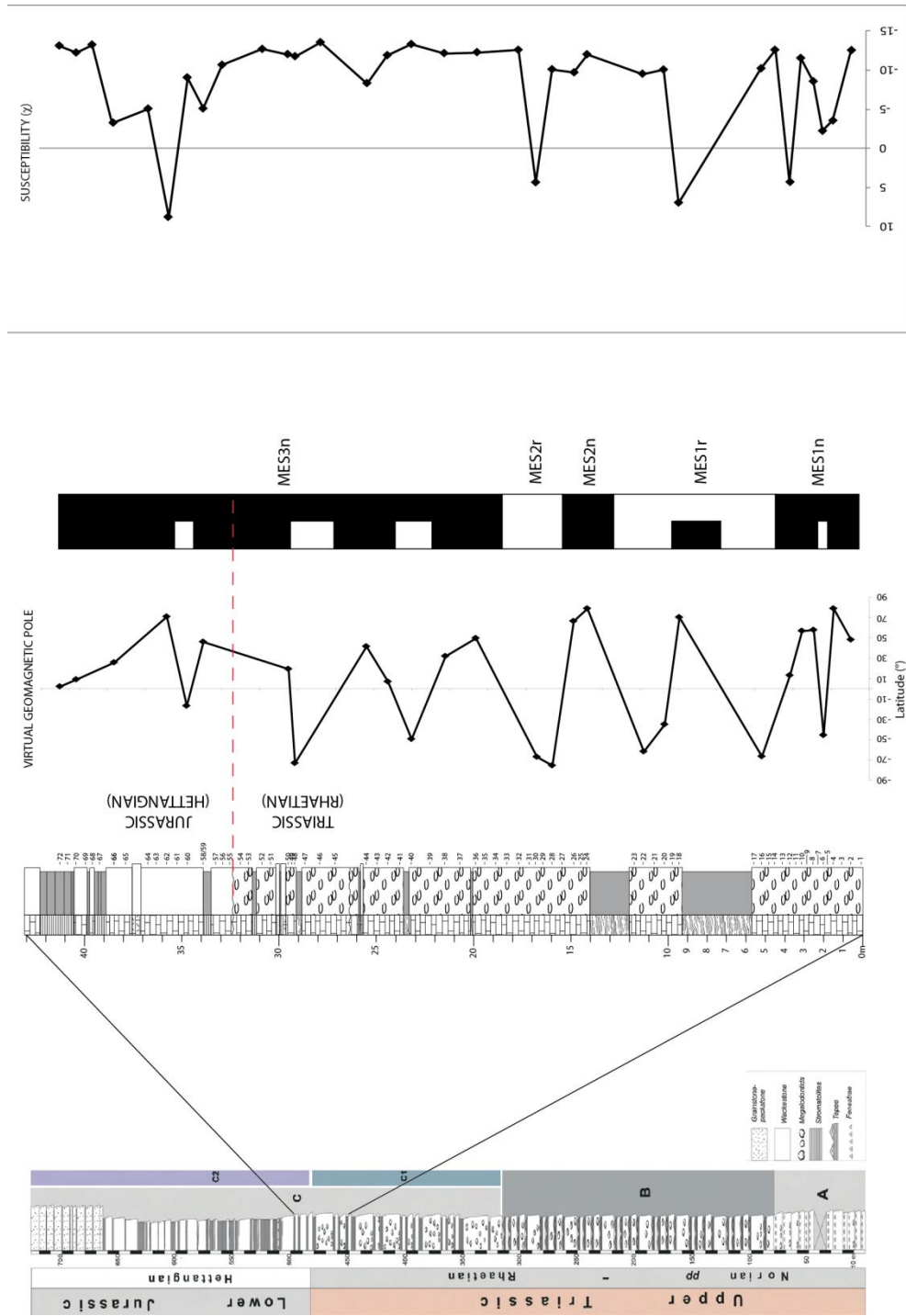


Fig. 6.3: Rappresentazione dei risultati ottenuti. Da sinistra verso destra, colonna stratigrafica della sezione in esame con indicati i campioni prelevati, il grafico del VGP, la scala magnetostratigrafica con le cinque magnetozone individuate e il grafico della suscettività a temperatura ambiente.

6.2 Calcolo del polo paleomagnetico

Partendo dalle direzioni ottenute per ciascun campione, attraverso la funzione statistica di Fisher (Fisher, 1953) è stata calcolata una direzione media del campo magnetico relativo al periodo in esame, identificata da valori medi di inclinazione e declinazione rispettivamente pari a $-44,6^\circ$ e $27,6^\circ$. Per stimare l'errore standard della direzione media, al valore di questa viene associato un limite di confidenza α_{95} che rappresenta l'area all'interno del quale si ha il 95% di probabilità di trovare la media reale della distribuzione. Questo calcolo richiede anche il valore del parametro di precisione k , al cui aumento corrisponde una diminuzione della dispersione delle direzioni. I valori ottenuti dalla *mean direction* sono $k=2,6$ e $\alpha_{95}=23,6$. Il parametro di precisione è molto basso, mentre il limite di confidenza è alto.

Considerando i valori medi di inclinazione e declinazione, insieme alle coordinate geografiche del sito studiato, è stata calcolata la posizione del polo paleomagnetico, sempre applicando i teoremi di seno e coseno a triangoli sferici. È stato possibile così stimare i valori delle coordinate del paleopolo:

- Latitudine Paleopolo: $20,32^\circ\text{S}$
- Longitudine Paleopolo: $2,83^\circ\text{W}$.

Anche per il paleopolo viene calcolato un limite di confidenza, rappresentato però da un ellissoide, di cui il semiasse maggiore è dato dall' α_{95} della direzione media, ovvero $dm=23,60$, mentre il semiasse minore si ottiene attraverso un calcolo trigonometrico e risulta $dp=18,72$. Come suggeriscono i valori molto alti del limite di confidenza, i risultati ottenuti dal calcolo del polo paleomagnetico sono probabilmente soggetti ad errore, legato presumibilmente allo scarso contenuto di minerali ferromagnetici che determina la debole magnetizzazione delle carote e di conseguenza le difficoltà dello strumento a rilevare chiaramente il dato.

6.3 Determinazione della paleolatitudine del sito

Per determinare la paleolatitudine φ del sito al momento della formazione delle rocce in esame, è stata applicata la formula sottostante:

$$\tan I = 2 \tan \varphi$$

dove I indica l'inclinazione del campo magnetico, che in questo caso è uguale a $-44,6^\circ$.

Il calcolo ha restituito un valore di φ di $26,25^\circ\text{S}$.

È stato calcolato anche l'intervallo di confidenza relativo alla paleolatitudine, il quale rappresenta una misura dell'errore del dato ottenuto. Attraverso la formula $\lambda_0^\pm = \tan^{-1} \left[\frac{\tan(I \pm \alpha 95)}{2} \right]$, si è giunti a errori di $12,61$ e $-18,61$; di conseguenza, la latitudine minima risulta $13,63\text{S}$, mentre la massima $44,86\text{S}$.

7. CONCLUSIONI

Dall'analisi paleomagnetica della sezione del monte Messapion sono stati ottenuti solo alcuni degli obiettivi precedentemente fissati.

- È stato individuato un segnale magnetico originario, attorno al limite Triassico Superiore – Giurassico Inferiore, solo di 27 su 34 campioni analizzati. Il segnale registrato presenta comunque una bassa intensità legata all'insufficiente quantità di minerali ferromagnetici capaci di registrare la direzione del campo magnetico.
- L'analisi delle componenti del vettore NRM ha permesso di identificare nella sezione cinque possibili magnetozone, tre normali e due inverse, le quali includono alcuni eventi di inversione della polarità.

I dati relativi al polo paleomagnetico e alla paleolatitudine sono da considerarsi scarsamente attendibili, visti i valori della costante di precisione e dei limiti di confidenza.

I campioni di questa sezione non hanno fornito risultati affidabili poiché i segnali registrati si presentano talmente deboli da essere difficilmente rilevabili. Considerato che comunque alcuni campioni hanno restituito un discreto segnale, è utile tentare nuove analisi sui campioni rimanenti, al fine di definire al meglio la magnetostratigrafia dell'area, oltre che per ottenere dati paleogeografici il più possibile attendibili.

BIBLIOGRAFIA

- Butler R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Electronic Edition). Ch.1: Introduction to Geomagnetism 2-4, 11.
- Butler R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Electronic Edition). Ch.2: Ferromagnetic Minerals 16-18.
- Butler R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Electronic Edition). Ch.3: Origins of Natural Remanent Magnetism 41-43, 48, 50, 53.
- Butler R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Electronic Edition). Ch.4: Sampling, Measurement, and Display of NRM 67-71.
- Butler R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Electronic Edition). Ch.5: Paleomagnetic Stability 81-86.
- Butler R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Electronic Edition). Ch.7: Paleomagnetic Poles 121-125.
- Butler R.F. (1998), *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* (Electronic Edition). Ch.11: Appendix: Derivations 228-229, 237-238.
- Fisher, R. A. (1953), Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London*, v 217, 295-305.
- Lanza R., Meloni A. (2006), *The Earth's Magnetism – An Introduction for Geologists*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Ch. 4: Paleomagnetism 140-141, 143-144.
- Ogg, J.G., 2012. Geomagnetic Polarity Time Scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, 2, 681-730.
- Romano R., Masetti D., Carras N., Barattolo F. & Roghi G. (2008) – The Triassic/Jurassic boundary in a peritidal carbonate platform of the Pelagonian

Domain: the Mount Messapion section (Chalkida, Greece). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, vol. 114, no. 3: 431-452.

Zijderveld, J.D.A. (1967), A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., et al. (Ed.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254–286.