

Lezioni di Geofisica Applicata per l'Archeologia

Prof. Giovanni Santarato.

Il metodo magnetometrico.

Questo metodo è esclusivamente destinato alle indagini geofisiche per l'archeologia, in quanto si basa sul fatto che all'interno dei reperti esistano dei minerali magnetici che, per i motivi che vedremo, riescono a modificare il campo magnetico terrestre o geomagnetico in maniera misurabile.

Ricapitoliamo allora alcuni concetti sulle

Proprietà magnetiche della materia

Tutti conoscono il comportamento dell'ago della bussola: esso come si sa è una calamita (figura 1), realizzata da un pezzo di ferro "magnetizzato". Immerso nel campo magnetico terrestre esso si orienta lungo la direzione di questo nel punto di osservazione. Se avviciniamo due calamite esse

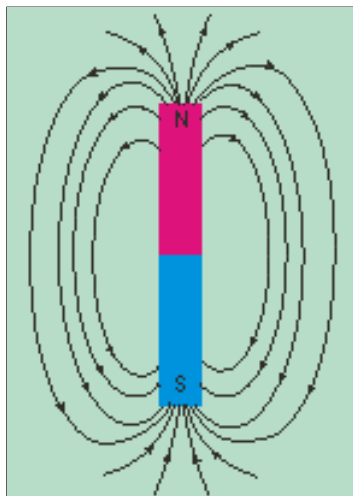


Fig. 1: schema di una calamita. Sono disegnate anche le linee di forza, che rappresentano in ogni punto la direzione ed il verso del campo magnetico da essa originato.

manifesteranno la curiosa proprietà di attrarsi o di respingersi a seconda del verso di ciascuna. A differenza quindi delle masse inerziali, che si attraggono sempre, le calamite sono composte da due poli, o masse magnetiche, di segno opposto, che si attraggono se di segno opposto, si respingono se dello stesso segno. La forza con cui si attraggono o respingono aumenta fortemente al diminuire della distanza reciproca. Questo fatto è regolato dalla ben nota legge di Coulomb:

$$F = \frac{\mu}{4\pi} \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{l^2}$$

dove μ è la permeabilità magnetica del mezzo interposto tra i due poli e si misura in Henry/m; m_1 e m_2 sono le intensità o masse dei due poli; l è la distanza tra i due poli.

L'intensità \vec{H} del campo magnetico è il rapporto tra la forza di attrazione \vec{F} e la massa del polo m , cioè:

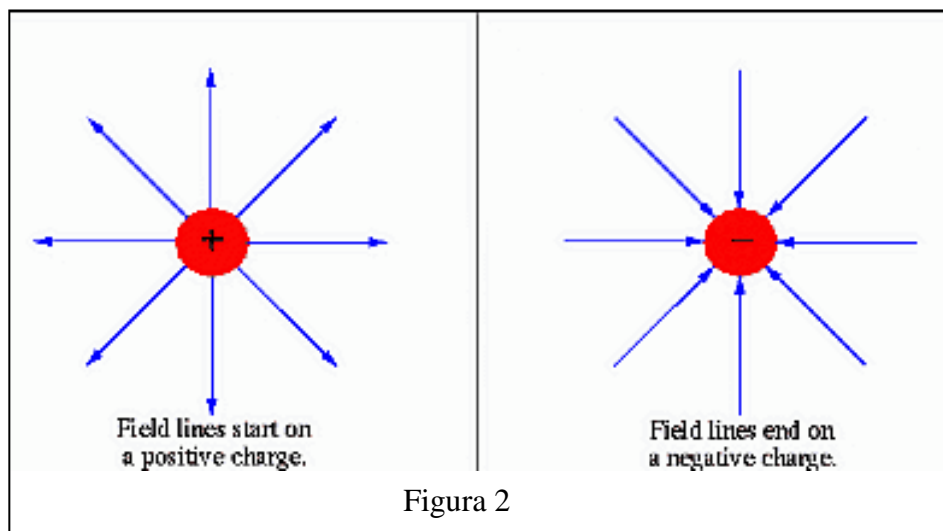


Figura 2

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{\mu m_1} = \frac{1}{4\pi} \cdot \frac{m_2}{l^2}$$

L'intensità \vec{H} si misura in Ampere/m. Per convenzione, il campo è diretto radialmente in uscita da una massa o polo positivo, in senso contrario con una massa negativa (figura 2). Ciò spiega il senso delle frecce sulle linee di campo (o linee di forza) della figura 1.

Si sa che la separazione dei due poli di una calamita è un'operazione impossibile. Una calamita costituisce cioè la realizzazione materiale del cosiddetto dipolo magnetico. La grandezza o intensità di un dipolo magnetico si esprime mediante il momento magnetico \vec{M} , che è il prodotto fra la massa o carica m di ciascuno dei due poli e la loro distanza \vec{l} orientata convenzionalmente dal polo negativo a quello positivo:

$$\vec{M} = m \cdot \vec{l}$$

In realtà ogni corpo magnetizzato è considerato come un insieme di volumi elementari, ognuno caratterizzato da un proprio momento, in quanto la magnetizzazione si realizza a livello atomico; il momento complessivo \vec{M}_{tot} è, quindi, la somma di tutti i momenti elementari. Definita con

$\vec{I} = \frac{\vec{M}_{tot}}{V}$ la magnetizzazione dell'unità di volume, detta anche intensità di magnetizzazione, si avrà per un volume V :

$$\vec{M}_{tot} = \vec{I} \cdot V$$

In presenza di un campo esterno, l'intensità di magnetizzazione del corpo magnetizzabile è proporzionale al campo:

$$\vec{I} = \chi \cdot \vec{H}$$

dove χ è la suscettività magnetica, cioè la capacità di un materiale di magnetizzarsi e di creare un disturbo nel campo inducente e nel sistema MKS è adimensionale. Ne deriva che \vec{I} si misura in Ampère/m, come \vec{H} . Pertanto il momento magnetico \vec{M} di un dipolo si misura in Ampère/m.m³=Ampère.m². Non è casuale questa unità di misura: infatti anche una corrente elettrica produce, oltre che un campo elettrico, come si vedrà nel capitolo dedicato, anche un campo magnetico.

È infatti possibile dimostrare che una corrente elettrica è sorgente di un campo magnetico. Se avviciniamo ad un filo percorso da corrente una bussola, l'ago si defletterà in modo che la sua direzione spaziale è tangente alla circonferenza con centro nel filo e giacente in un piano ortogonale ad esso, che passa per il punto dove si trova l'ago. Si dimostra infatti che il campo magnetico prodotto da un filo rettilineo indefinito percorso da una corrente elettrica I vale:

$$\vec{H} = \frac{I}{2\pi r}$$

alla distanza r dal filo. Le linee di forza di questo campo sono circonferenze con centro sul filo. Si noti che questa relazione giustifica il fatto che H si misuri in A/m. Anche una spira piana percorsa da corrente produce un campo magnetico, con struttura spaziale identica ad una opportuna calamita equivalente. Ciò costituisce il principio di equivalenza di Ampere che dice che gli effetti magnetici di una opportuna calamita e di una spira percorsa da una corrente elettrica sono identici. Si definisce anche il momento magnetico della spira: $M=I.S$, dove S è l'area della spira. In questo modo si comprende anche perché il momento magnetico si misuri in A.m².

La presenza di una magnetizzazione all'interno di un corpo modifica il campo magnetico nello spazio occupato da questo (cioè sia al suo interno che all'esterno). Per poter tenere separati gli effetti magnetici di sorgenti vere, come calamite o correnti elettriche, dagli effetti magnetici dei corpi magnetizzati, è stato definito un nuovo vettore B , detto induzione magnetica, che nel vuoto è proporzionale all'intensità di campo \vec{H} :

$$\vec{B} = \mu_0 \cdot \vec{H}$$

μ_0 è detta permeabilità magnetica assoluta del vuoto. Questo nuovo vettore si misura in Weber/m² o Tesla (T). All'interno di un mezzo magnetizzato con intensità I, l'induzione magnetica "totale" si definisce come:

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{I}).$$

Di conseguenza:

$$\begin{aligned}\vec{B} &= \mu_0(\vec{H} + \chi\vec{H}) = \\ &= \mu_0\vec{H} \cdot (1 + \chi)\end{aligned}$$

Definita la permeabilità magnetica assoluta del mezzo magnetizzabile come μ :

$$\mu = \frac{\vec{B}}{\vec{H}}$$

risulta, quando è valida la relazione lineare tra induzione e campo:

$$\mu = \mu_0(1 + \chi).$$

Il comportamento magnetico dei corpi naturali si caratterizza e si differenzia a livello atomico o molecolare. Poiché in natura gli elementi chimici allo stato nativo, come oro o ferro, sono rarissimi, salvo i gas nobili, che però non ci riguardano, occorre parlare di minerali, come costituenti delle rocce o dei materiali da costruzione. Si distinguono tre tipi di comportamento magnetico dei minerali:

- Minerali diamagnetici ($\chi < 0$): sono costituiti da molecole il cui momento magnetico M_{tot} , inteso come risultante di tutti i momenti magnetici elementari di spin¹ dei protoni e degli elettroni ed orbitali di questi ultimi, è nullo in assenza di campo esterno. In presenza di questo, si magnetizzano in senso opposto, creando un campo magnetico che si oppone a quello inducente. Si tratta di un fenomeno estremamente debole, di conseguenza χ varia tra 10^{-4} e 10^{-5} . Detto in altri termini, l'intensità di magnetizzazione è più piccola di un fattore tra 10^{-4} e 10^{-5} dell'intensità H del campo magnetico applicato. Esempi di sostanze diamagnetiche sono la grafite, il gesso, il salgemma.
- Minerali paramagnetici ($\chi > 0$): le molecole di questi materiali, anche in assenza di campo esterno, hanno momenti magnetici non nulli ($M_{tot} \neq 0$). Questi ultimi sono orientati in maniera casuale e interagiscono debolmente tra loro. In presenza di un campo magnetico esterno si orientano, in proporzione crescente all'intensità del campo applicato, nella direzione di questo. Anche questo fenomeno è debole e χ varia tra 10^{-3} e 10^{-4} . Gran parte dei minerali presenti in natura, compresa l'acqua, sono paramagnetici. La magnetizzazione delle sostanze diamagnetiche e di quelle paramagnetiche esiste solo in presenza di un campo magnetico e scompare in assenza di questo: si tratta cioè di un fenomeno reversibile.
- Minerali ferromagnetici ($\chi \gg 0$): a temperature inferiori ad una specifica temperatura, detta di Curie, che varia da sostanza a sostanza, i loro dipoli elementari interagiscono fortemente tra loro, anche in assenza di campo esterno, organizzandosi in volumetti microscopici detti domini di Weiss, all'interno dei quali i rispettivi momenti sono tutti allineati (paralleli od anti-paralleli, v. sotto). A temperature maggiori di quella critica di Curie si comportano come sostanze paramagnetiche. Elementi ferromagnetici sono il ferro, il cobalto ed il nickel.
Poiché però in natura tali elementi chimici non esistono allo stato nativo, se non in tracce trascurabili, occorre considerare i loro composti, cioè i loro minerali. Tra i minerali ferromagnetici, il più diffuso è la magnetite, che è anche tra i componenti principali delle

¹ Lo spin è la proprietà che hanno le particelle elementari di "ruotare" intorno a se stesse. I protoni e gli elettroni, che sono particelle dotate di una carica elettrica, diventano così delle spire elementari di corrente elettrica, quindi dotati di un momento magnetico per l'appunto di spin.

rocce cristalline a composizione basica (cioè per l'appunto ricche di ferro). Essa è costituita da FeO e da Fe₂O₃ (ematite) in percentuali uguali. La configurazione di energia minima della coppia di atomi di ferro trivalente (Fe³⁺) organizza i rispettivi momenti magnetici in modo antiparallelo, cosicchè essi si elidono all'interno del singolo dominio di Weiss; gli ioni di ferro bivalente (Fe²⁺), invece, si dispongono con gli spin orientati nella stesso verso e nella direzione comune con gli altri ioni trivalenti. Un dominio di Weiss della magnetite contiene gli atomi di Fe²⁺ e Fe³⁺ in

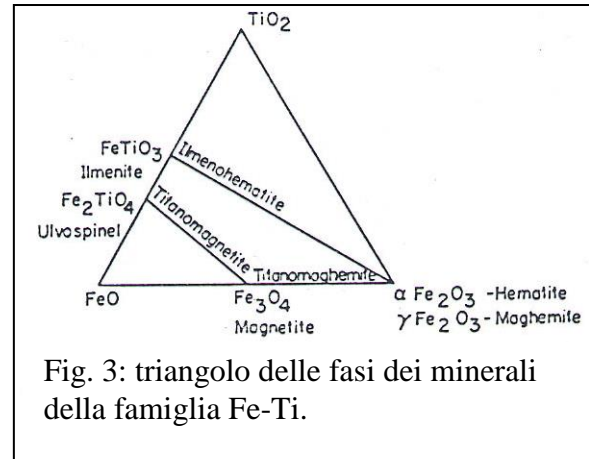


Fig. 3: triangolo delle fasi dei minerali della famiglia Fe-Ti.

proporzione di 1:2; come conseguenza, poiché il contributo al momento magnetico del singolo dominio è tutto sulle spalle degli atomi di Fe²⁺, esso sarà solo 1/3 del totale degli atomi presenti nel dominio. Questo comportamento è detto ferrimagnetico ed è tipico della magnetite, delle ilmeno-ematiti e di pochi altri minerali di Fe e Ti, poco diffusi. L'ematite ed alcuni altri minerali manifestano un comportamento antiferromagnetico, dovuto al summenzionato accoppiamento antiparallelo dei momenti magnetici degli ioni di Fe³⁺ nel dominio di Weiss, con la conseguenza che questo avrà momento magnetico nullo ($M_{tot} = 0$). A causa di difetti nella struttura atomica questa configurazione antiparallela non è mai perfetta e questo genera un piccolo momento magnetico. Questo particolare fenomeno viene chiamato ferromagnetismo parassita. I minerali ferromagnetici che concorrono alla magnetizzazione delle rocce possono suddividersi in due gruppi:

- I gruppo: ferro-titanio; vi appartengono tra i principali l'ematite (Fe₂O₃), l'ilmenite (FeTiO₃) e la magnetite (Fe₃O₄) (v. il rispettivo triangolo delle fasi in figura 3).
- II gruppo: ferro-zolfo; i minerali più importanti di questo gruppo sono la pirrotina (FeS)ⁿ e la limonite (miscela di goethite alfa Fe³⁺O(OH), e lepidocrocite gamma Fe³⁺O(OH)), anche se quest'ultima, essendo termicamente instabile, non contribuisce molto alla magnetizzazione. Nella seguente tabella sono riportati i principali minerali ferromagnetici, con le rispettive temperature di Curie².

² La temperatura di Néel è l'equivalente della temperatura di Curie per i minerali antiferromagnetici.

TABLE 2-1 Magnetic Properties of Minerals

	Curie temp or Neel temp	Saturation magnetization, emu/g
<i>Ferrimagnetic</i>		
Magnetite (Fe_3O_4)	580°C	92
Maghemite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$)	545 to 675°C	83.5
Ilmenite-hematite solid solution: (x) FeTiO_3 - ($1 - x$) Fe_2O_3 $0.5 < x < 0.8$	50 to 300°C	21 (max)
Pyrrhotite (FeS) $_{1+x}$ $0 < x < 1/4$	320°C	19.5 (max at Fe_7S_8)
Jacobsite (MnFe_2O_4)	300°C	84
Cubanite (CuFe_2S_4)	Unknown due to polymorphic transi- tion at 270°C	0.87
Magnesioferrite (MgFe_2O_4)	440°C	24.5
Trevorite (NiFe_2O_4)	585°C	51 (very rare)
Franklinite (ZnFe_2O_4)	60°C	
Chromite (FeCr_2O_4)	88°K	
<i>Antiferromagnetic</i>		
Hematite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$): antiferromagnetism parasitic ferro- magnetism	680°C (Neel temp) 680°C (Curie temp)	0.5 (approx)
Ilmenite (FeTiO_3)	57°K	
Ulvospinel (Fe_2TiO_4)	120°K	
Pyrolusite (MnO_2)	84°K	
Goethite ($\alpha\text{-FeOOH}$)	120°C	
Akaganeite ($\beta\text{-FeOOH}$)	77°K < T_n < 295°K	
Alabandite (MnS)	165°K	
Chalcopyrite (CuFeS_2) (high- temperature cubic phase is magnetic)	300°K	
Siderite (FeCO_3)	40°K	
Rhodochrosite (MnCO_3)	31.5°K	
Fayalite (Fe_2SiO_4)	126°K	
Troilite (FeS)	320°C	
Pyroxene (FeSiO_3)	40°K	

Aggiungiamo anche una tabella delle proprietà magnetiche di minerali anche non ferro-magnetici e di alcune rocce.

(da Telford et al, 1990)

Type	Susceptibility $\times 10^3$ (SI)	
	Range	Average
<i>Sedimentary</i>		
Dolomite	0 – 0.9	0.1
Limestones	0 – 3	0.3
Sandstones	0 – 20	0.4
Shales	0.01 – 15	0.6
Av. 48 sedimentary	0 – 18	0.9
<i>Metamorphic</i>		
Amphibolite		0.7
Schist	0.3 – 3	1.4
Phyllite		1.5
Gneiss	0.1 – 25	
Quartzite		4
Serpentine	3 – 17	
Slate	0 – 35	6
Av. 61 metamorphic	0 – 70	4.2
<i>Igneous</i>		
Granite	0 – 50	2.5
Rhyolite	0.2 – 35	
Diorite	1 – 35	17
Augite-syenite	30 – 40	
Olivine-diabase		25
Diabase	1 – 160	55
Porphyry	0.3 – 200	60
Gabbro	1 – 90	70
Basalts	0.2 – 175	70
Diorite	0.6 – 120	85
Pyroxenite		125
Peridotite	90 – 200	150
Andesite		160
Av. acidic igneous	0 – 80	8
Av. basic igneous	0.5 – 97	25
<i>Minerals</i>		
Graphite		0.1
Quartz		– 0.01
Rock salt		– 0.01
Anhydrite, gypsum		– 0.01
Calcite	– 0.001 – – 0.01	
Coal		0.02
Clays		0.2
Chalcopyrite		0.4
Sphalerite		0.7
Cassiterite		0.9
Siderite	1 – 4	
Pyrite	0.05 – 5	1.5
Limonite		2.5
Arsenopyrite		3
Hematite	0.5 – 35	6.5
Chromite	3 – 110	7
Franklinite		430
Pyrrhotite	1 – 6000	1500
Ilmenite	300 – 3500	1800
Magnetite	1200 – 19200	6000

Isteresi magnetica

Il fenomeno dell'isteresi magnetica è di estrema importanza per comprendere il meccanismo della magnetizzazione delle rocce e la sua evoluzione nel tempo.

In assenza di un campo magnetico esterno ($H_{\text{ext}} = 0$), i domini di Weiss di un cristallo di minerale ferri- od antiferro-magnetico sono orientati a caso e quindi il momento magnetico complessivo è nullo. All'aumentare dell'intensità di campo, questi iniziano a interagire e un numero sempre maggiore di domini si dispone nella direzione del campo magnetico, fino a quando tutti i domini sono allineati (saturazione). A questo punto, togliendo il campo magnetico, un certo numero di domini ritorna nella condizione iniziale di disordine, mentre una parte rimane orientata, dando luogo ad una magnetizzazione residua I_r . Per azzerare tale magnetizzazione è necessario applicare un'intensità di campo negativa ($-H_C$) chiamata forza coercitiva. Più questa forza è grande, più la magnetizzazione residua è stabile (è il caso della magnetite e dell'ematite). È questo il procedimento che si usa ad es. per magnetizzare un pezzo di ferro.

La magnetizzazione termorimanente

La magnetizzazione termorimanente viene acquisita dai minerali citati in maniera graduale intorno alla temperatura di Curie. In un impasto di argilla sottoposto a cottura sono generalmente presenti dei piccoli frammenti di minerali magnetici. Il processo di cottura, anche nei forni più antichi, supera 1000 C° , col risultato che manufatti di argilla cotta, come mattoni e vasellame fittile, durante il raffreddamento acquisiscono un piccolo momento magnetico dovuto all'allineamento al campo magnetico presente nel forno dei domini di Weiss che via via si formano nei frammenti di minerale magnetico presente nell'impasto. Essi quindi saranno sorgenti a loro volta di un (debole) campo magnetico, che andrà a sommarsi al campo magnetico ambiente (terrestre), modificandolo leggermente ma in maniera normalmente misurabile.

Per comprendere meglio le procedure di misura ed i risultati che si ottengono dobbiamo ora descrivere brevemente il

Campo magnetico di un dipolo

Un dipolo rappresenta un magnete idealizzato con due poli di intensità o masse opposte ed uguali (+m e -m), di volume trascurabilmente piccolo, separati da una distanza l e, quindi, con momento magnetico M dato, come già accennato, da:

$$M = m \cdot l$$

Il potenziale V_p ³ del campo magnetico in un punto P posto a una certa distanza r dal centro del dipolo è dato da:

$$\begin{aligned} V_p &= \frac{m}{r_1} - \frac{m}{r_2} = \\ &= m \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = m \left(\frac{r_2 - r_1}{r_1 \cdot r_2} \right) \end{aligned}$$

dove r_1 è la distanza tra il punto P e il polo positivo; r_2 è la distanza tra il punto P e il polo negativo; ipotizzando il dipolo molto piccolo, si può approssimare (v. figura 4):

$$r_2 - r_1 \cong l \cdot \cos \theta$$

dove θ è la colatitudine, ovvero l'angolo, complementare alla latitudine, compreso tra l'asse del dipolo e la direzione della distanza r e:

³ Il potenziale di un campo di forze, come il campo gravitazionale, magnetico, elettrico, è una funzione scalare dello spazio influenzato dal campo di forze e ne misura il lavoro (in senso fisico) su una particella unitaria (una massa inerziale o magnetica o carica elettrica unitaria) che vi si trovi immersa. Si dimostra che il potenziale ed il campo corrispondente sono legati tra loro matematicamente dalla funzione vettoriale gradiente.

$$r_1 \cdot r_2 \cong r^2$$

Quindi il potenziale V_p risulta essere:

$$V_p = m \frac{l \cdot \cos \theta}{r^2}$$

e, tenendo conto della definizione del momento, si ottiene:

$$V_p = \frac{M \cdot \cos \theta}{r^2}$$

Il campo magnetico è dato dal gradiente del potenziale. Calcoliamone ad es. la componente tangenziale e quella radiale ed indichiamole rispettivamente con le lettere H e Z:

$$H = -\frac{\partial V}{\partial s}$$

dove $\partial s = r \cdot d\theta$, quindi:

$$H = -\frac{\partial V}{r \cdot d\theta} = -\frac{1}{r} M \cdot \left(\frac{-\sin \theta}{r^2} \right)$$

da cui:

$$H = \frac{M \cdot \sin \theta}{r^3}$$

La componente radiale Z nel punto P, invece, è:

$$Z = -\frac{\partial V}{\partial r} = \frac{2M \cdot \cos \theta}{r^3}$$

E' utile definire le due posizioni principali di Gauss:

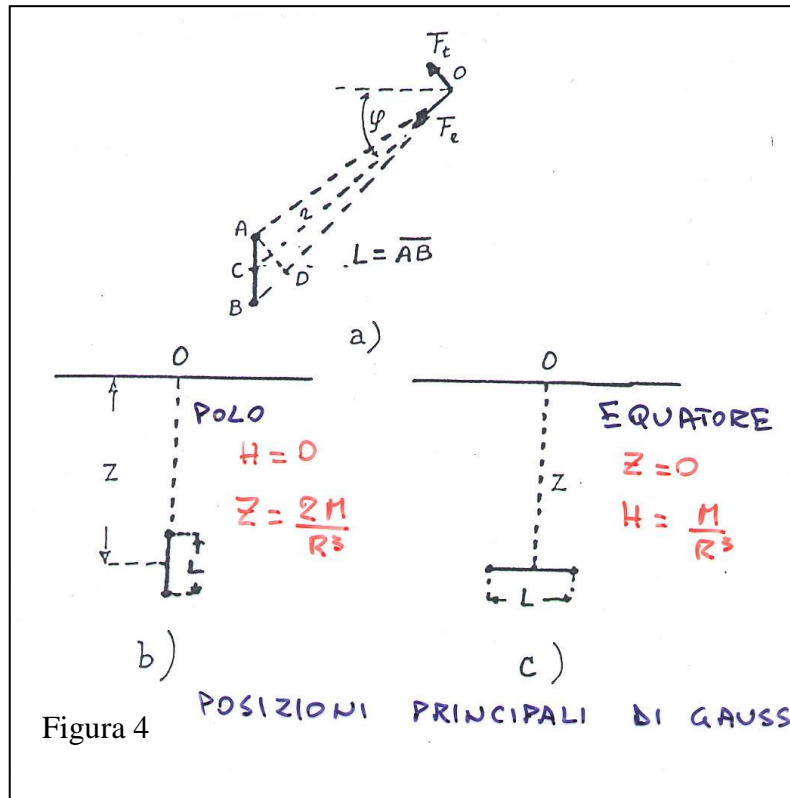
- se $\theta = 0^\circ$, allora $Z = \frac{2M}{r^3}$ e $H = 0$; nel riferimento al campo magnetico terrestre $\theta = 0^\circ$ corrisponde alla posizione polare.
- se $\theta = 90^\circ$, allora $H = \frac{M}{r^3}$ e $Z = 0$; nel riferimento al campo magnetico terrestre $\theta = 90^\circ$ corrisponde alla posizione equatoriale.

L'intensità totale \vec{F}_p del campo magnetico nel punto P è costituita dalla somma vettoriale delle due componenti.

Nel caso del campo magnetico terrestre, si hanno le seguenti intensità medie

- ai poli $F = \frac{2M}{R^3}$, perché $H = 0$; $F \approx 60000$ nT
- all'equatore $F = \frac{M}{R^3}$, perché $Z = 0$; $F \approx 30000$ nT

dove R è il raggio medio terrestre (circa 6350 km). Il nT è una sub-unità del Tesla (T): $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$.



Il campo magnetico terrestre

Il campo magnetico terrestre ha una struttura più complessa di quella del campo dovuto ad una sorgente dipolare pura (cioè di un singolo dipolo magnetico). Si usa quindi distinguere una componente “dipolare” (figura 5) ed una componente non dipolare, definita come la differenza tra il campo magnetico terrestre così com’è e la sua migliore approssimazione tramite una sorgente dipolare. La differenza è importante e la rappresentazione analitica del campo magnetico terrestre di riferimento ne deve tener conto.

Il dipolo magnetico sorgente della componente dipolare suddetta ha attualmente le seguenti caratteristiche:

$$M = 8 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2,$$

si trova leggermente spostato dal centro della Terra ed ha un’inclinazione di circa 11° rispetto all’asse di rotazione. L’asse del dipolo interseca la superficie terrestre in due punti detti poli geomagnetici. Peraltro i punti in cui il campo magnetico terrestre reale è verticale, detti poli magnetici, non coincidono con quelli del dipolo suddetto. Analogamente l’equatore magnetico non coincide con l’equatore terrestre, né con l’equatore dipolare, inteso questo come piano sagittale del dipolo centrale.

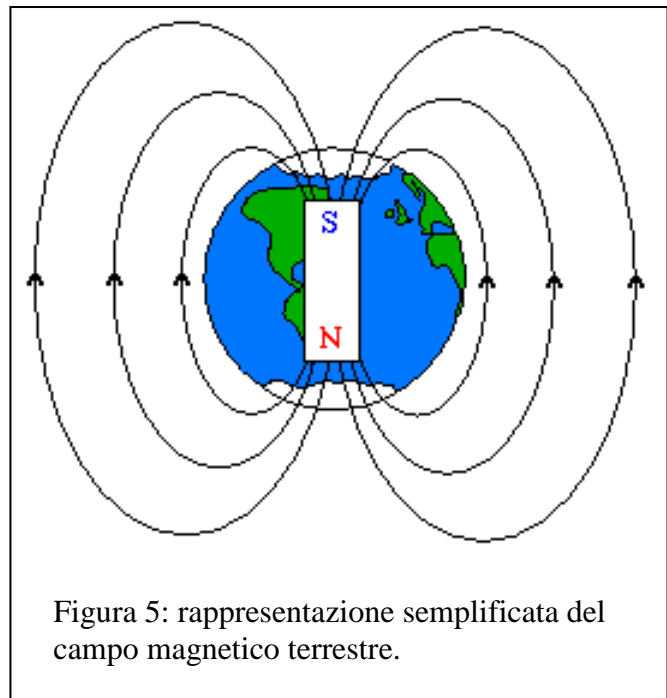


Figura 5: rappresentazione semplificata del campo magnetico terrestre.

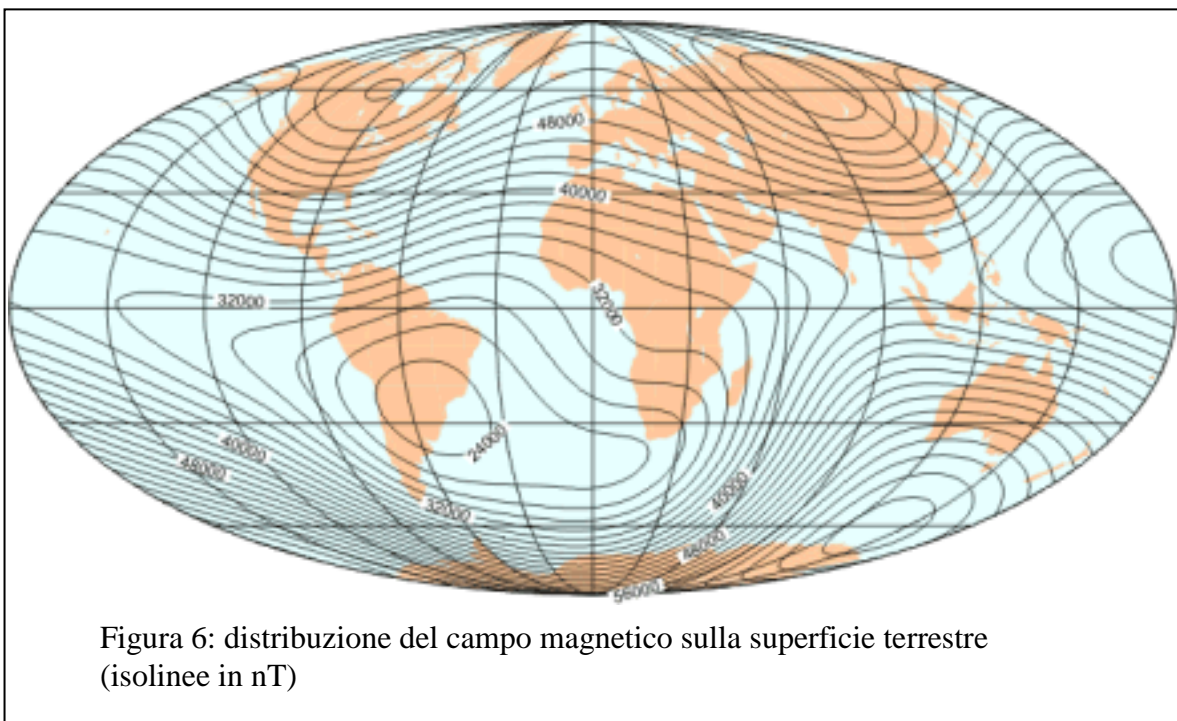


Figura 6: distribuzione del campo magnetico sulla superficie terrestre (isolinee in nT)

Le componenti X,Y,Z, su una terna di assi cartesiani, l’intensità F, la componente orizzontale H, l’inclinazione I e la declinazione D, costituiscono gli elementi geomagnetici (figura 7), che sono collegati dalle seguenti relazioni:

$$F = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2}$$

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} I &= \frac{Z}{H} \\ X &= H \cdot \cos D \\ Y &= H \cdot \operatorname{sen} D \\ Z &= F \cdot \operatorname{sen} I \end{aligned}$$

Anomalie magnetiche

L'anomalia magnetica ΔF è data dalla differenza fra il campo misurato F_{mis} e quello normale o di riferimento F_N :

$$\Delta F = F_{\text{mis}} - F_N$$

L'espressione analitica del campo normale è complessa e dipende sia dalla latitudine che dalla longitudine geografica. Tale espressione viene fornita, e periodicamente aggiornata, dai Servizi Geologici-Geofisici nazionali a ciò deputati. Per l'Italia vi provvedono ricercatori esperti dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Per prospezioni a carattere locale, come quelle per l'archeologia, il campo normale F_N può con ottima approssimazione essere considerato costante, per cui l'anomalia magnetica coincide di fatto, a meno di una costante, col campo misurato.

La forma delle anomalie è complessa per 3 motivi:

- 1) il campo magnetico terrestre ha direzione variabile con la latitudine;
- 2) il corpo anomalo è dipolare e
- 3) la direzione della magnetizzazione del corpo anomalo non è legata al campo ambiente attuale (la magnetizzazione è quasi per intero rimanente).

Per semplificare il ragionamento partiamo dall'anomalia prodotta da un polo isolato (figura 8),

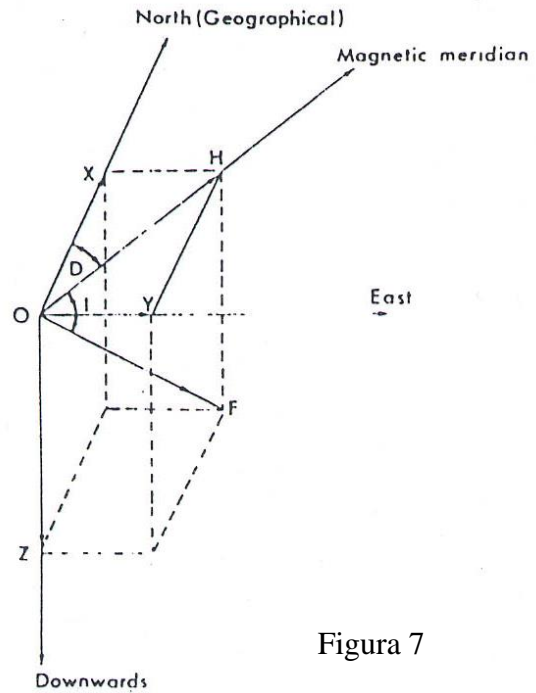


Figura 7

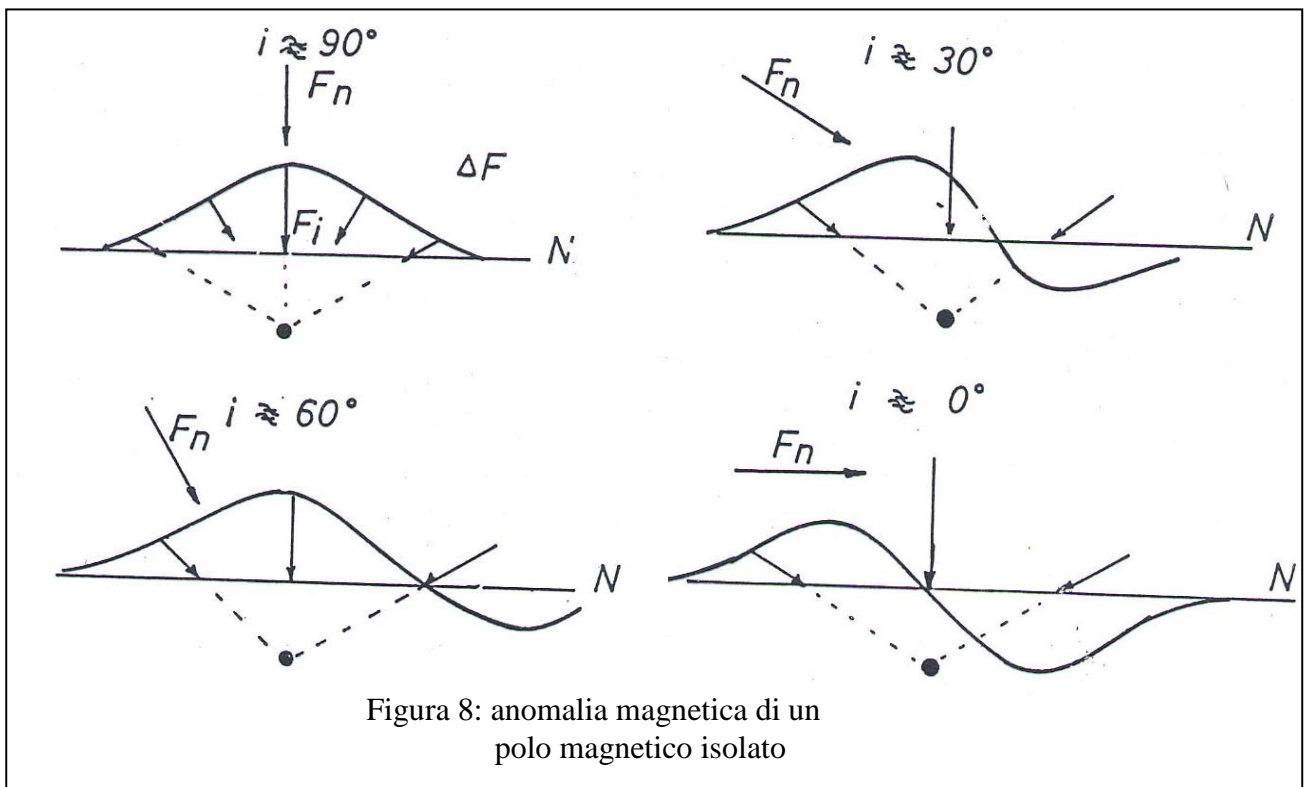
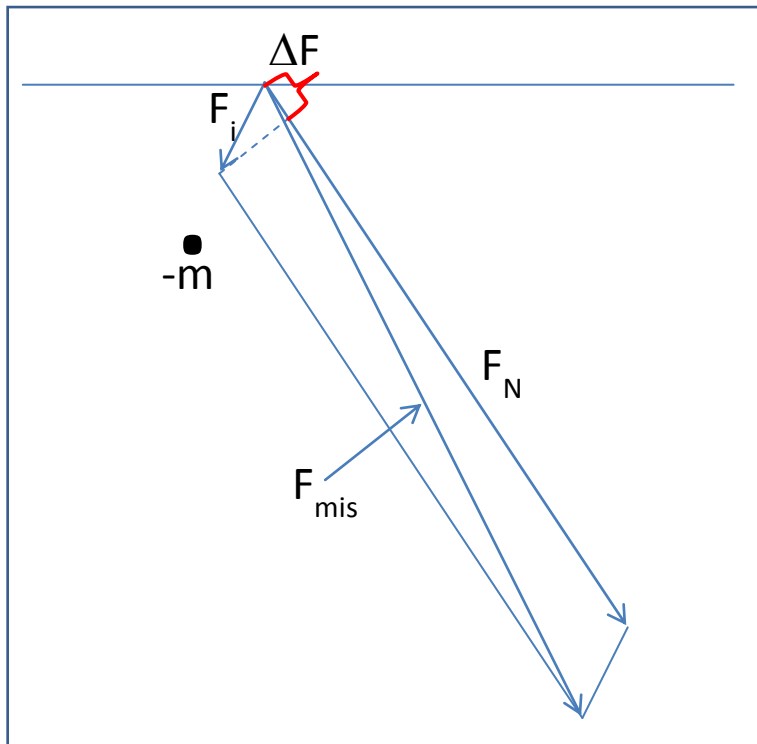


Figura 8: anomalia magnetica di un polo magnetico isolato

tenendo conto che l'anomalia del dipolo si ricostruisce per sovrapposizione degli effetti (figura 9).

Osserviamo la figura 8 per capire quanto influisce la direzione del campo magnetico ambiente e ci limiteremo a considerare l'anomalia del campo totale, essendo questo elemento del campo quello normalmente misurato nelle indagini magnetometriche per l'archeologia. In questa figura viene simulata la misura dell'anomalia ΔF lungo un meridiano, nel verso da sud a nord dovuta ad un singolo polo, di segno negativo.



Osserviamo che in genere il campo magnetico anomalo è molto più piccolo del campo magnetico ambiente (vedi schema a fianco), per cui l'anomalia magnetica è con buona approssimazione la componente del campo anomalo sulla direzione del campo normale. In vicinanza del polo magnetico nord, ad es., dove F_N è verticale, l'anomalia di un polo negativo è sempre positiva, in quanto il campo anomalo ha la componente parallela al campo ambiente sempre concorde con questo. A latitudini diverse, dove l'inclinazione I non è più 90° , la componente del campo anomalo sul campo normale può anche essere discorde con questo. La conseguenza è che,

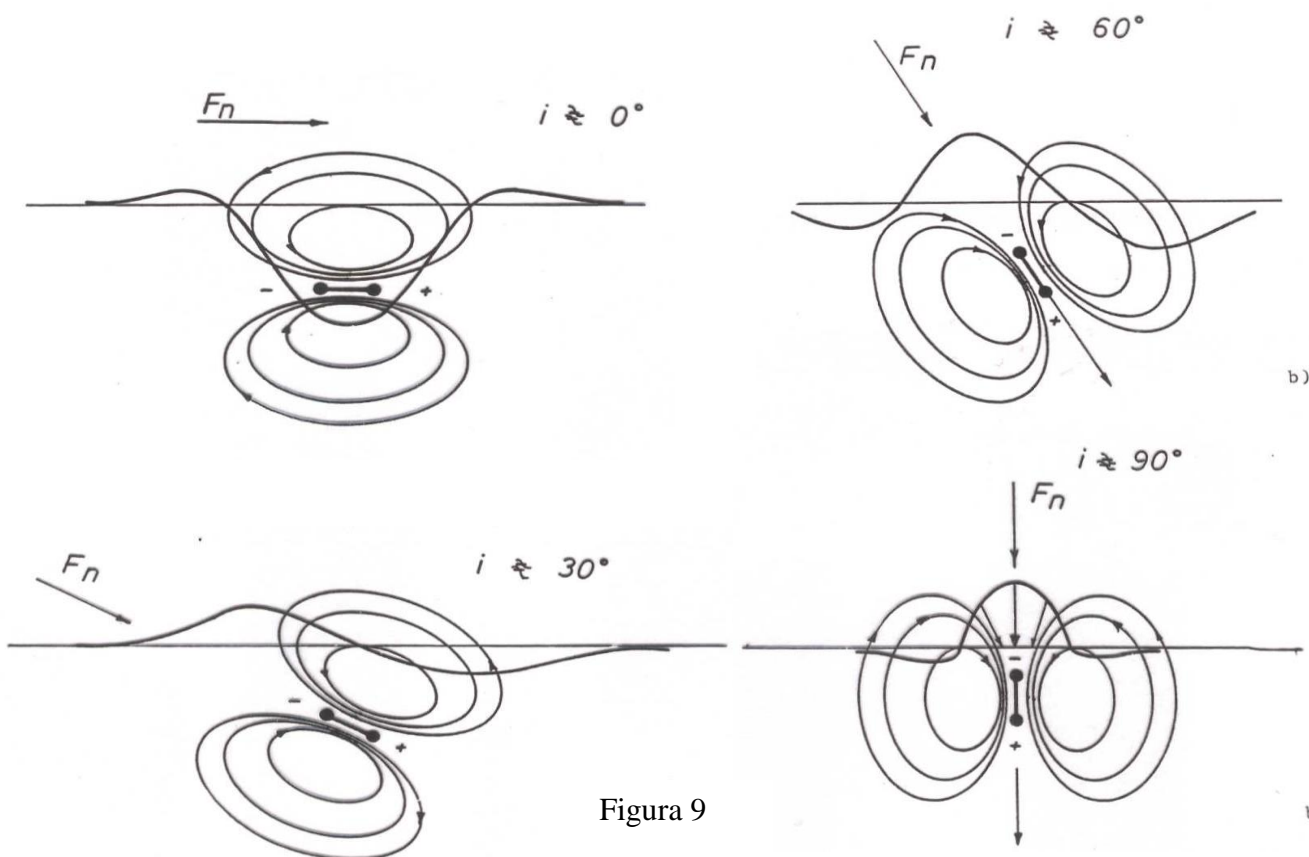


Figura 9

esclusi i poli magnetici, le anomalie magnetiche hanno sempre configurazione dipolare, anche considerando un solo polo. Nella figura 8 sono tracciati i profili di anomalia ΔF in direzione Sud-Nord a 4 inclinazioni diverse. Si noti che il lobo positivo è sempre sul lato sud del profilo e che l'anomalia è simmetrica solo all'equatore magnetico. Solo a questa latitudine il "centro" dell'anomalia è sulla verticale del polo sorgente.

L'anomalia di un dipolo sarà quindi a maggior ragione dipolare, cioè formata da due lobi, l'uno positivo, l'altro negativo (v. figura 9). La loro disposizione dipenderà dall'orientazione del dipolo. Se per esempio il corpo anomalo è un punto dove ardeva un fuoco sul paleosuolo (un focolare), questo darà un'anomalia dipolare col lobo positivo verso sud ed il lobo negativo verso nord, in quanto il corrispondente dipolo magnetico non può che essere orientato secondo il campo magnetico ambiente, quindi col polo negativo verso la superficie ed il polo positivo più in profondità, lungo la direzione dell'inclinazione del campo magnetico terrestre. Caso diverso è quello dell'arredo funerario fittile di una tomba o di una fondazione di mattoni, dove i momenti magnetici dei singoli oggetti sono sommati vettorialmente, conservando al più la sola componente verticale.

Gli strumenti di misura

I principali strumenti di misura utilizzati nella prospezione magnetometrica per l'archeologia sono:

- magnetometro a protoni: si tratta di un tipo di magnetometro a risonanza magnetica che misura l'intensità totale del campo magnetico. I protoni hanno un momento angolare (spin) a cui è associato un momento magnetico; immersi in un campo magnetico, tendono ad allineare il loro momento magnetico con la direzione del campo esterno. nel cmt l'allineamento è trascurabile.

Lo strumento (vedi schema in fig. 10) è composto da una bottiglia, contenente un fluido ricco di atomi di idrogeno (acqua, benzina), attorno alla quale è avvolto un solenoide. Si fa circolare nel solenoide, per qualche secondo, una corrente continua, la quale produrrà nella bottiglia un campo magnetico sufficiente per allineare tutti i momenti magnetici elementari (il fluido, paramagnetico, viene magnetizzato). Si interrompe la corrente. Per qualche secondo, prima che i moti termici distruggano l'ordine così ottenuto, tutti i momenti magnetici si metteranno a precedere intorno alla direzione del cmt, in omaggio al teorema di Larmor, che prevede anche l'entità della frequenza di precessione:

$$f = \gamma \cdot B$$

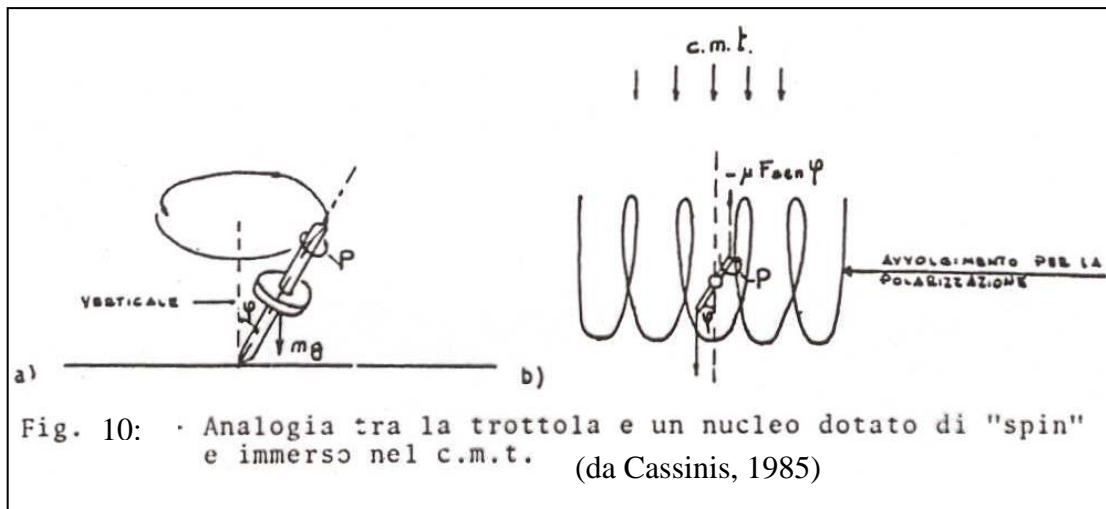
dove B è l'induzione magnetica;

γ è il rapporto giromagnetico: $\frac{\text{momento angolare}}{\text{momento magnetico}}$

Misurando la frequenza di Larmor, essendo il rapporto giromagnetico costante, si può determinare l'induzione magnetica B, cioè l'intensità totale F del cmt.

Il magnetometro a protoni è un strumento molto affidabile perché, al variare di pressione e temperatura, la misura non cambia. Ha però il difetto di essere molto lento e non viene utilizzato quasi più. In anni recenti è stato introdotto il magnetometro a effetto Overhauser: è un magnetometro a protoni, ma in grado di effettuare fino a 10 misure al secondo, invece di una misura ogni circa 10 s come il precedente. Questa velocità è resa possibile perché l'effetto di allineamento viene ottenuto molto rapidamente aggiungendo al fluido ricco di protoni molecole con un elettrone spaiato (radicali liberi). Eccitando questi elettroni liberi con un campo elettromagnetico ad opportuna frequenza, molto lontana da quella di precessione vista sopra, essi tornano allo stato normale non emettendo un fotone, ma alterando l'orientamento del momento di spin dei protoni, che così si allineano al campo

magnetico ambiente in maniera molto rapida. La risoluzione di questi magnetometri è dell'ordine di 0.1 nT.



- magnetometro a pompaggio ottico: anche questo tipo di strumento rientra nei magnetometri a risonanza magnetica. L'elettone esterno di un metallo alcalino (cesio, sodio o potassio) può avere lo spin in due posizioni fra loro antiparallele e con energie A_1 e A_2 leggermente diverse, la cui differenza è proporzionale al campo magnetico ambiente. Illuminando con lunghezza d'onda corrispondente al salto energetico $|A_1 - A_2|$ una cella contenente il metallo alcalino, gli elettroni passano dal livello energetico A_1 a uno A_2 maggiore dal quale tenderanno a tornare al livello precedente. Gli elettroni che tornano al livello originario A_1 vengono nuovamente portati allo stato eccitato A_2 , mentre quelli che tornano al livello corrispondente allo spin opposto A_1 rimangono stabili; tale processo, che si chiama "pompaggio ottico", continua finché tutti gli elettroni del livello originario A_1 non passano a quello a spin opposto A_2 . Raggiunta questa situazione la cella alcalina diventa trasparente. L'energia che deve essere applicata per riportare il sistema alle condizioni iniziali è proporzionale al campo magnetico esterno. Anche per questo strumento non influiscono sulla misura le condizioni ambientali di temperatura e pressione. La velocità di acquisizione e la risoluzione sono uguali a quelle del magnetometro a protoni ad effetto Overhauser.

Questi strumenti per la loro velocità di misura vengono combinati per ottenere magnetometri con 2 o più sensori che costituiscono i gradiometri, capaci di misurare il gradiente del campo magnetico attraverso più misure a distanze leggermente diverse e con brevissimi tempi morti (pochi millisecondi) tra una misura e l'altra.

Particolarmente interessante è la disposizione a sensori sovrapposti per la misura del gradiente verticale. Questo è tanto più intenso quanto più un oggetto è vicino alla superficie e quindi è una misura particolarmente utile in archeologia. Tale configurazione ha anche il pregio di eliminare al momento della misura il rumore ambientale, cioè i campi magnetici dovuti al transito di automezzi od alle correnti di messa a terra delle ferrovie elettrificate in corrente continua, in quanto il loro valore è costante sui due sensori e quindi la differenza tra le misure (il gradiente è dato dalla differenza tra le due misure divisa per la distanza tra i due sensori) ne elimina l'influsso.

Metodi di misura

I magnetometri di ultima generazione, come quelli descritti nel paragrafo precedente, con la loro elevata velocità di misura permettono di effettuare il rilievo con lo strumento in movimento, ad es. camminando. Ma qual è l'estensione areale minima da investigare per ottenere l'informazione completa per un singolo corpo e qual è il passo di campionamento, cioè la distanza tra due misure vicine?

Dalle risposte alle due domande dipendono rispettivamente la profondità d'indagine ed il potere risolutivo del metodo magnetometrico. S'intende per profondità d'indagine la massima profondità di un oggetto del quale si riescano ad ottenere, con misure di superficie, informazioni sufficienti per stimarne la forma, le dimensioni, la profondità e la proprietà fisica investigata (nel presente caso la suscettività magnetica). Il potere risolutivo è la capacità di distinguere l'informazione dovuta a due oggetti vicini (cioè di "vederli" distinti). La valutazione di questi due parametri è essenziale in sede di progettazione di qualunque campagna di indagini geofisiche, come vedremo anche con gli altri metodi.

Considerando in via qualitativa le figure 8 e 9, se ne ricava che l'oscillazione completa dell'anomalia magnetica prodotta da un singolo corpo magnetizzato occupa un'estensione areale di diametro circa cinque volte maggiore della profondità della sommità del corpo stesso. Pertanto questa è la dimensione minima dell'area da indagare per ottenerne l'anomalia completa. Con un ragionamento di simile buon senso si arriva anche a stabilire il passo delle misure. In genere una buona rappresentazione dell'anomalia richiede almeno una decina di punti. Facciamo un esempio. Se abbiamo un corpo sepolto ad una profondità valutabile da altre informazioni intorno a 2 m, l'estensione minima da indagare, centrata sull'oggetto, è di 10 m ed il passo delle misure, cioè la distanza massima tra due misure consecutive, è intorno a 1 m. Se le misure avvengono lungo profili affiancati, come è usuale, la distanza tra i profili deve essere tenuta a 1 m, aumentando eventualmente la densità dei dati lungo il profilo, a cui provvede la velocità di misura del magnetometro, senza perdite di tempo da parte dell'operatore.

Non è qui il caso di dilungarsi sui metodi di correzione delle misure per tener conto del fatto che il campo magnetico terrestre varia considerevolmente nell'arco di una giornata (variazione diurna, con escursione alle nostre latitudini di 20-30 nT). È invece importante sottolineare che la presenza costante di piccole oscillazioni del cmt, di corto periodo (dell'ordine del secondo) e di ampiezza di alcuni decimi di nT, rende inutile la risoluzione massima degli strumenti oggi disponibili, considerevolmente inferiore al nT. Un'anomalia misurata può per queste considerazioni ritenersi probabile indice di presenza di corpi magnetizzati nel sottosuolo quando la sua escursione (differenza tra massimo e minimo) è di alcuni (almeno 5) nT.

L'acquisizione dei dati in campagna avviene utilizzando un magnetometro del tipo appena descritto generalmente in configurazione di gradiometro. Questo magnetometro può essere interfacciato, con qualche cautela per evitare la presenza di parti in ferro vicine ai sensori, con un sistema di georeferenziazione satellitare del tipo GPS. In presenza di forte rumore ambientale, come per esempio in vicinanza di una linea ferroviaria alimentata in corrente continua, se si desidera l'informazione sul campo totale, e non solo del gradiente (di solito verticale), occorrerà usare un secondo magnetometro, identico al primo, posto al di fuori dell'area da indagare, il quale registra le variazioni del campo magnetico nel tempo, sia di origine naturale, come la variazione diurna, dovuta alla marea ionosferica, sia di origine artificiale. Dal campo misurato col magnetometro mobile si sottrarrà allora il campo misurato dal magnetometro "base", ottenendo l'informazione voluta e cioè il campo depurato dalle oscillazioni di carattere naturale od artificiale.

Rappresentazione dei dati

I dati magnetometrici acquisiti per l'indagine archeologica non vengono in genere fortemente rielaborati, come pure sarebbe possibile e viene fatto per indagini geologiche, ma vengono rappresentati "come sono", sia che si tratti del campo che del gradiente verticale. Si producono delle mappe, del tutto simili a quelle topografiche, dove ad ogni posizione assunta sul terreno corrisponde un valore del campo e/o del gradiente verticale. Valori di campo uguali vengono congiunti da linee dette isogamme. Tecniche di rappresentazione sofisticate, come la colorazione graduale tra le diverse isogamme o la rappresentazione con l'ombreggiatura a simulare l'ombra del rilievo su una mappa topografica per una certa altezza del sole sull'orizzonte, rendono più efficace la visualizzazione dei dati.

Profondità dell'anomalia

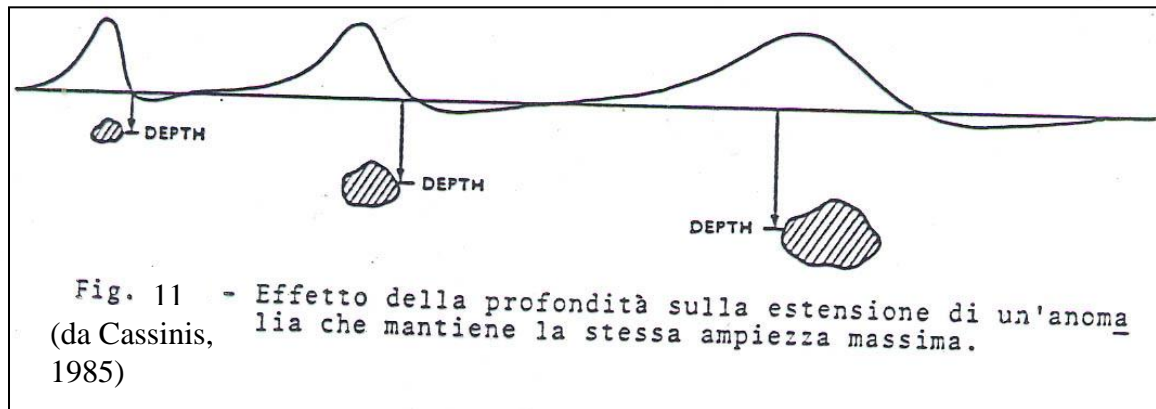


Fig. 11 - Effetto della profondità sulla estensione di un'anomalia che mantiene la stessa ampiezza massima. (da Cassinis, 1985)

È possibile dimostrare che la pendenza dell'anomalia è funzione soprattutto della profondità del corpo anomalo.

Questo fatto è facilmente comprensibile anche in termini non matematici se si pensa che il campo anomalo creato dal corpo decresce, come si è visto sopra, col cubo della distanza. All'aumentare della profondità del corpo quindi l'anomalia non solo decresce rapidamente, cosicché, per rendere "misurabile" la propria presenza, un corpo deve rapidamente aumentare di dimensioni con la profondità, ma l'anomalia stessa si allarga, diminuendo progressivamente la propria pendenza. Un grafico che illustra qualitativamente questi effetti combinati è riportato nella figura 11.

Come si possono ricavare informazioni quantitative sui corpi sepolti, causa delle anomalie osservate? La risposta è complessa e dipende anche dal grado di informazione desiderata. In genere occorre dire che per indagini a fini archeologici l'individuazione dell'anomalia è l'informazione di gran lunga più importante, in quanto è quella che permette all'archeologo di individuare con precisione le aree dove effettuare lo scavo. Da oltre mezzo secolo è stato però messo a punto un semplice metodo grafico per la stima della profondità dei corpi anomali.

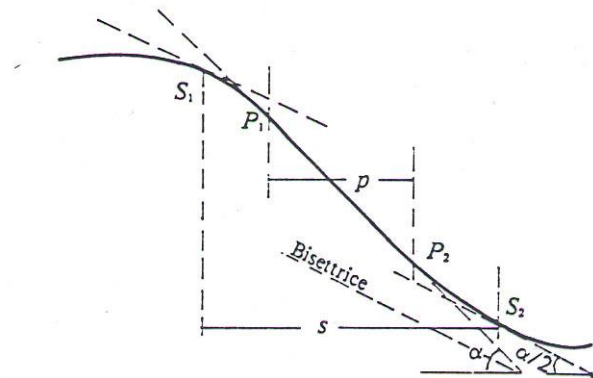


Figura 12: Metodo della pendenza e della semi-pendenza (da Norinelli, 1982).

Per stimare la profondità (figura 12) si traccia la retta tangente nel punto di flesso (F) del profilo di anomalia tracciato attraverso i punti di massimo e minimo dell'anomalia stessa; per un certo tratto (tra P_1 e P_2) la tangente si sovrappone alla curva stessa e la lunghezza di questo tratto (cioè la distanza tra P_1 e P_2) è il cosiddetto parametro di pendenza P ed equivale al valore della profondità del tetto del corpo che genera l'anomalia. La bisettrice dell'angolo α compreso tra la tangente e l'orizzonte ha una direzione che tange la curva di anomalia in due punti (S_1 e S_2) la cui distanza S è il cosiddetto parametro di semipendenza; esso corrisponde a circa il doppio di quello di pendenza P e quindi della profondità del corpo.

Esempi

Seguono tre esempi tratti dall'esperienza dello scrivente.

Larda di Gavello (RO)

Nelle vicinanze dell'abitato di Gavello (RO), in località Larda, affioravano dopo le arature frammenti di mattoni e di cotto d'argilla, di origine sia romana che più antica. Una foto ripresa da un deltaplano, in particolari condizioni di luce e di umidità del terreno lasciava intravedere un lembo arcuato, possibile residuo dell'anello che solitamente limita un insediamento dell'età del bronzo denominato terramare (figura 13).

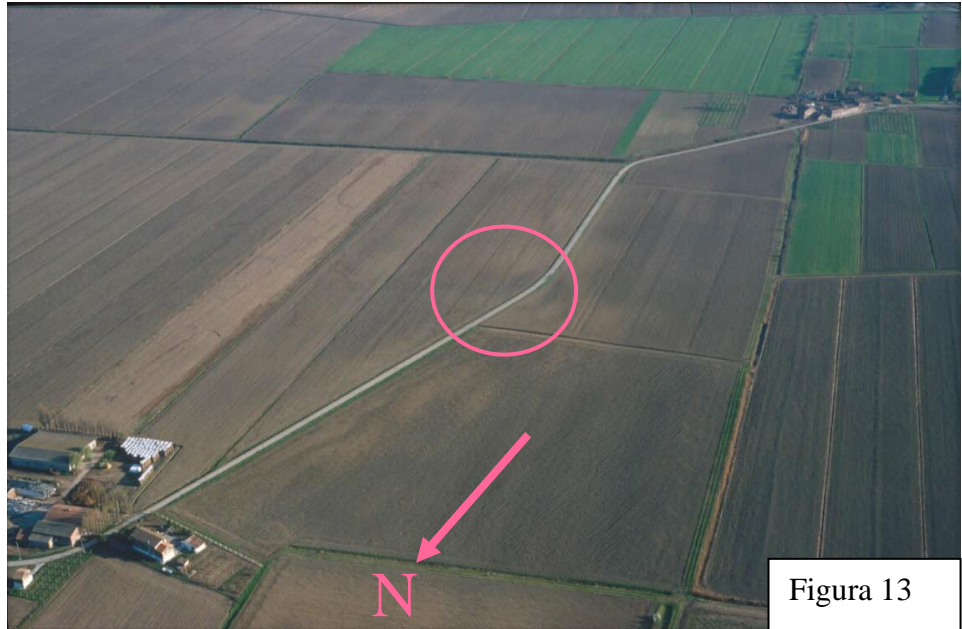


Figura 13

In collaborazione col Museo dei Grandi Fiumi di Rovigo, venne

eseguita un'indagine geofisica, sia con misure magneto-metriche che geo-elettriche. Di queste ultime si renderà brevemente conto nel capitolo dedicato.

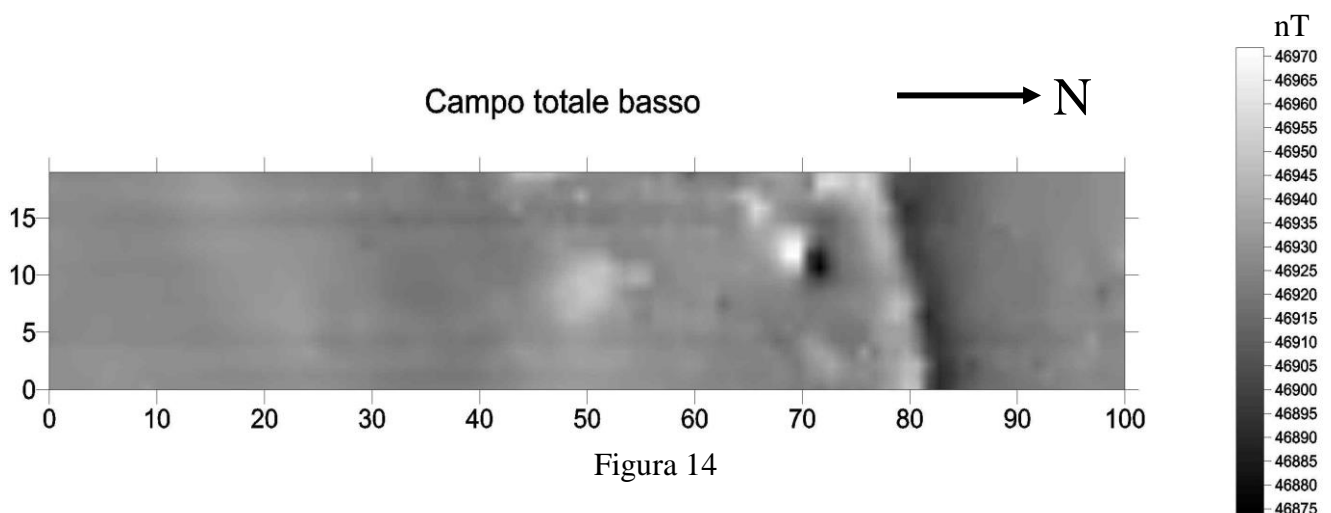


Figura 14

L'indagine magnetometrica venne eseguita sul lato est della strada, all'interno del cerchio riportato in figura 13, per una fascia di 19x100 m, lungo profili orientati da sud a nord e distanziati di 1 m (20 profili lunghi 100 m).

Nella figura 14 riportiamo la mappa del campo totale, ottenuto dal sensore più vicino a terra del gradiometro. Si noti innanzitutto la considerevole escursione del campo, di quasi 100 nT. Si notino poi in particolare l'anomalia che attraversa tutta la mappa verso N e l'altra anomalia, localizzata immediatamente più a sud. Altre piccole anomalie locali devono essere considerate come dovute ad oggetti affioranti (frammenti di cotto). Entrambe le anomalie hanno il tipico andamento delle anomalie dovute a corpi magnetizzati con direzione dei rispettivi momenti magnetici paralleli al cmt attuale, quindi col lobo positivo verso sud ed il lobo negativo verso nord.

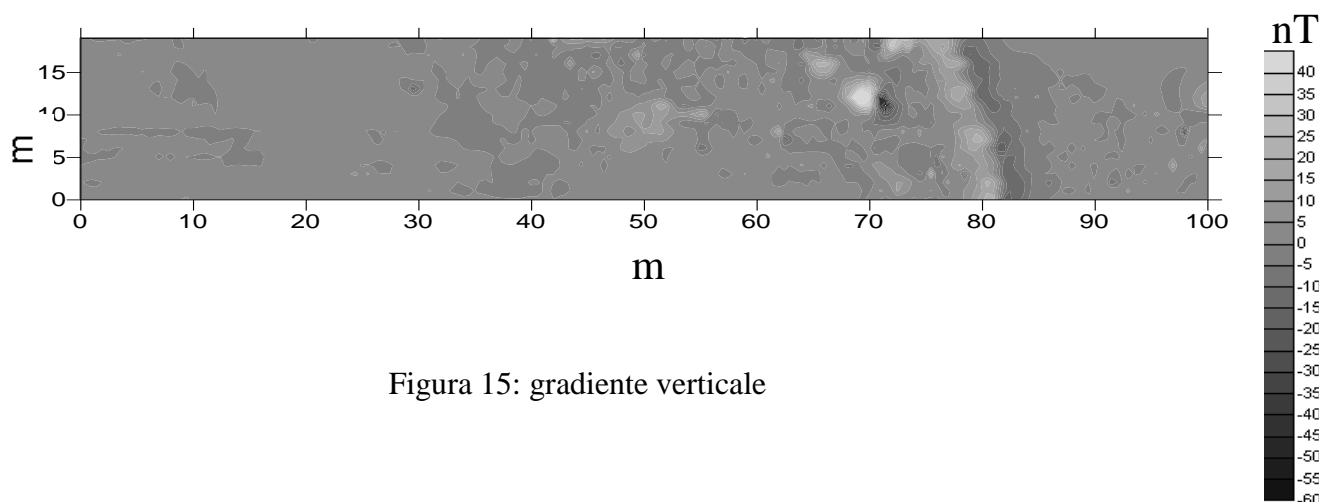


Figura 15: gradiente verticale

La figura 15 riporta il gradiente verticale, il cui potere diagnostico è anche migliore, per le applicazioni archeologiche, di quello dell'anomalia del campo. Il motivo è facilmente intuibile ed è collegato al concetto visualizzato nella figura 11. Il campo magnetico decresce col cubo della distanza: la conseguenza è che la sua variazione spaziale sull'unità di distanza (cioè il gradiente) è tanto più debole quanto più ci allontaniamo dalla sorgente. Si può dimostrare che il gradiente verticale decresce con la quarta potenza della profondità, quindi più rapidamente del campo stesso. Esso pertanto attenua l'effetto magnetico dei corpi sulla misura, quanto più questi sono profondi, in maniera più efficiente del campo. Infatti nella mappa del gradiente è scomparsa l'ampia e poco ripida anomalia intorno a 50 m, in quanto dovuta ad un corpo più profondo di quelli tra 70 e 80 m (probabilmente una differenziazione litologica).

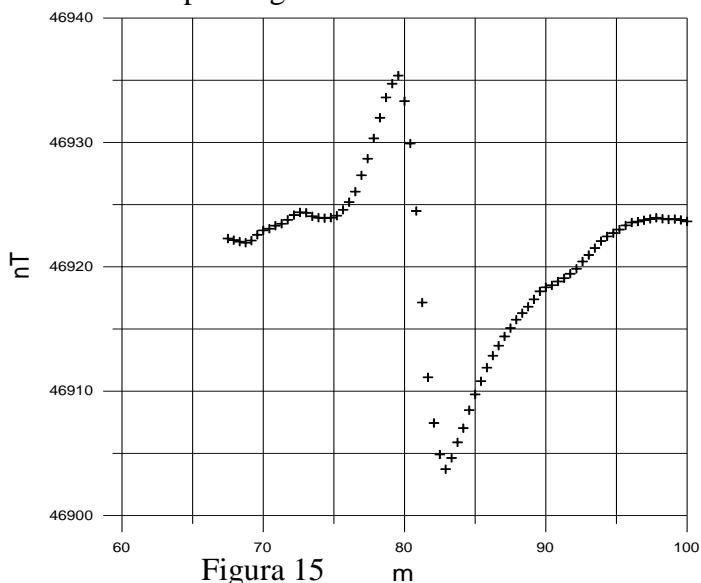


Figura 15 m

Nella figura 15 è riportato un segmento di un profilo, dove si vede con chiarezza l'alternanza lobo positivo-lobo negativo, in corrispondenza dell'anomalia allungata. Si può notare anche la densità media delle misure, circa 12 per 5 m, quindi a circa 40 cm l'una dall'altra.

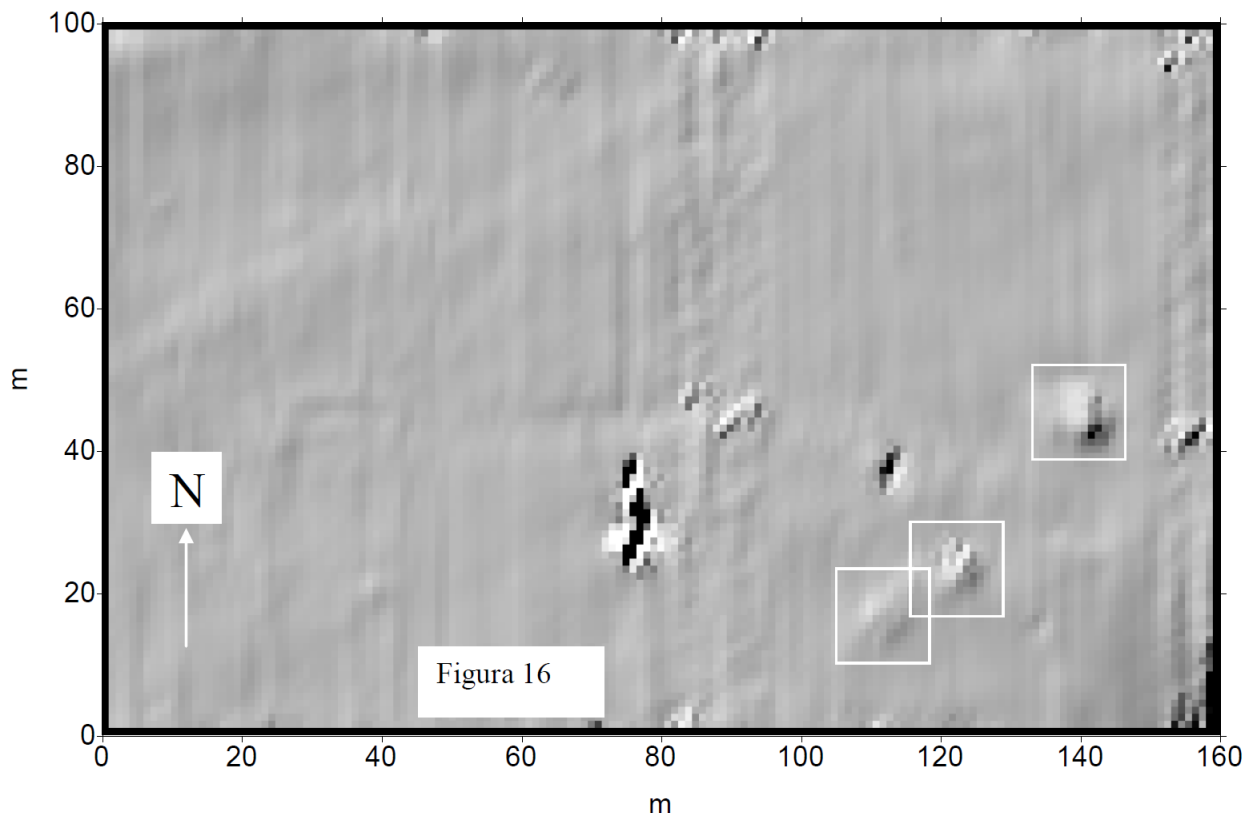
Il metodo della pendenza-semipendenza, applicato al grafico di figura 15, ha dato una profondità dal piano di campagna (p.c.) di circa 1.5 m. Lo scavo effettuato a verifica confermò puntualmente la presenza a quella profondità, all'incirca al centro tra i due lobi, di tracce di bruciatura sopra la struttura continua, leggermente arcuata, della figura 13. L'ipotesi dell'archeologo è che si trattasse davvero dell'arginello a difesa della terramara, sul quale si verificò un incendio, che cosse l'argilla e ne permise la magnetizzazione.

San Cassiano (Crespino, RO)

Su un'ampia superficie in località S. Cassiano di Crespino (RO) affioravano da tempo con l'aratura reperti in cotto e addirittura basoli di trachite. I primi studi sui reperti, effettuati dal prof.

Harari, dell'Università di Pavia, fecero risalire il primo insediamento all'età del ferro, all'alba del primo millennio a.C. La particolarità dell'insediamento sembrava consistere nell'uso di basoli di trachite, prelevati dai vicini Colli Euganei, per stabilizzare o segnare le fondazioni delle abitazioni, per il resto interamente di legno.

L'indagine venne eseguita sistematicamente su oltre un ettaro di superficie, utilizzando un magnetometro a pompaggio ottico in configurazione gradiometro. I risultati dell'anomalia del campo totale acquisito col sensore più alto sono riportati con la tecnica dell'ombreggiatura nella figura 16.



Anomalie significative appaiono nell'angolo SE della mappa, evidenziate dai quadratini bianchi. Le altre anomalie irregolari verso il centro sono dovute a tratti di non funzionamento dello strumento. Lo scavo eseguito nell'anomalia centrale ha evidenziato una quantità impressionante di frammenti di ceramica, a detta dell'archeologo una specie di discarica del villaggio, ricchissima di informazioni.

Trento di Ficarolo (RO)

In località Trento di Ficarolo (RO) si trova un'area (nel rettangolo rosso della mappa di Google Earth a fianco) con molte tracce di frequentazione sia di età romana che medievale, documentate dai resti archeologici affioranti in superficie dopo aratura, e dalle fotografie aeree (tracce di viabilità antica); qui aveva sede un importante insediamento di età tardoantica-medievale; le prospezioni sono state predisposte per individuare l'estensione di alcuni affioramenti di



materiali e soprattutto per individuare e meglio definire le tracce di viabilità antica.

L'indagine è stata eseguita in un'area di 175x160 m, con magnetometro a protoni ad effetto Overhauser in configurazione gradiometro verticale. Data la vastità dell'area (quasi 3 Ha!) e l'obiettivo dell'indagine, che voleva identificare soprattutto l'assetto topografico (strade, possibili canali artificiali) più che singole strutture (fondazioni di edifici, tombe), si optò per l'esecuzione di profili paralleli sud-nord a distanza di 2 m. la mappa di campo totale, misurata dal sensore "basso", a circa 1 m dal terreno, è riportata nella figura 17.

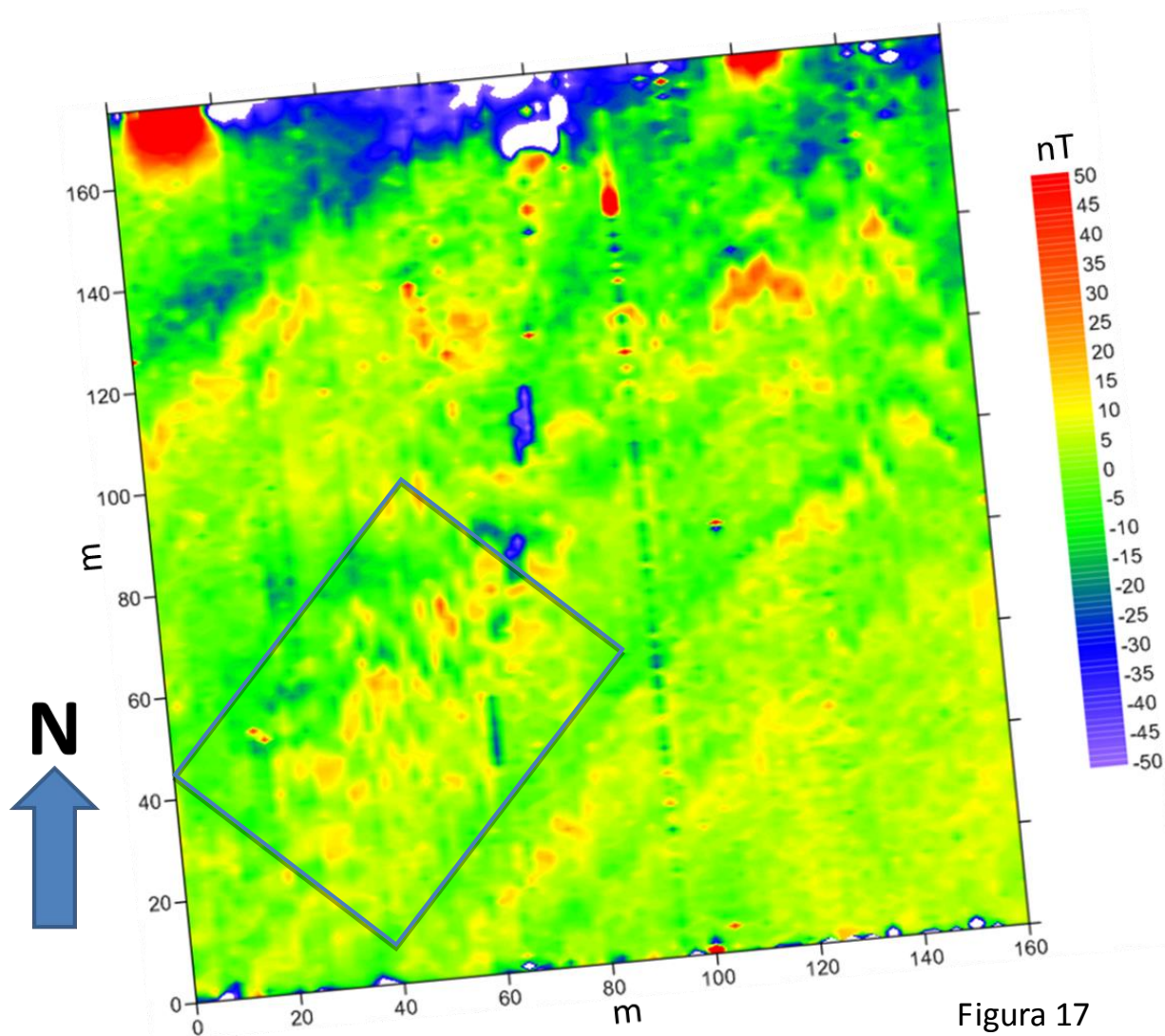


Figura 17

Le forti anomalie positive e negative lungo il lato nord sono dovute a strutture in ferro disposte lungo la strada comunale. È invece molto interessante la sequenza di anomalie disposte in direzione SW-NE, nonché la forte anomalia a V rovesciata intorno alle coordinate (120, 140). Nel rettangolo evidenziato in basso a sinistra l'indagine è stata approfondita mediante l'esecuzione di 15 profili di tomografia della resistività elettrica, i cui risultati e la relativa discussione verranno presentati nel capitolo sul metodo geoelettrico. Il significato dell'anomalia a V rovesciata è tuttora da approfondire.

Bibliografia

Cassinis R.: Dispensa di Fisica Terrestre. Ed. Clued, Milano, 1985.

Norinelli A.: Elementi di Geofisica Applicata. Patron Ed., Bologna, 1982.