

Zeitschrift: Bollettino della Società ticinese di scienze naturali
Band: 106 (2018)

Artikel: Misurare l'energia dei luoghi : i metodi geofisici passivi e la loro applicazione nel cantone Ticino
Autor: Scapozza, Cristian / Gex, Pierre
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1002987>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 16.10.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Misurare l'energia dei luoghi: i metodi geofisici passivi e la loro applicazione nel Cantone Ticino

Cristian Scapozza¹ e Pierre Gex²

¹ Istituto scienze della Terra, Scuola universitaria professionale della Svizzera italiana (SUPSI), Campus Trevano, CH-6952 Canobbio

² Già presso l'Institut de géophysique, Université de Lausanne, Géopolis, CH-1015 Lausanne

cristian.scapozza@supsi.ch

Riassunto: I cosiddetti “luoghi energetici” esistono in natura e si possono spiegare con leggi fisiche ben precise. La loro prospezione è prerogativa dei metodi di geofisica passiva, che sono basati sullo studio delle variazioni di campi energetici naturali presenti nel sottosuolo. Questi metodi, a differenza di prospezioni pseudoscientifiche che utilizzano unità di misura non univocamente fondate dal punto di vista fisico per quantificare le vibrazioni emanate da luoghi, oggetti o essere viventi (come ad esempio la Scala Bovis, utilizzata nell'ambito dell'esoterismo e della raddomanzia), consentono di misurare e quantificare delle anomalie locali nei campi energetici naturali e studiare quindi in maniera indiretta la struttura e le proprietà fisiche del sottosuolo. Tramite esempi di applicazione nel Cantone Ticino nell'ambito di studi geomorfologici e di geologia del Quaternario, sono presentati: a) il metodo audio-magnetotellurico, che sfrutta il campo elettromagnetico indotto dei temporali della zona di convergenza intertropicale e dal vento solare; b) una variante del metodo radio-magnetotellurico, dove il segnale primario è generato da antenne a bassa frequenza; c) i potenziali di elettrofiltrazione desunti dalla misura dei potenziali spontanei; d) la sismica passiva, basata sulla prospezione di onde sonore non generate artificialmente dall'operatore.

Parole chiave: geofisica applicata, metodo audio-magnetotellurico, metodo radio-magnetotellurico, VLF-R, potenziale spontaneo, potenziale di elettrofiltrazione, sismica passiva

Measuring the places energy: the passive geophysical methods and their application in the Canton of Ticino

Abstract: The so-called “energetic places” exist in nature and can be explained by precise physical laws. Their prospecting is the prerogative of passive geophysical methods, which are based on the study of the variations of natural energetical fields present in the subsurface. These methods, unlike pseudoscientific surveys based on measurement units that are not physically grounded to quantify the vibrations emanating from places objects or living beings (such as the Bovis Scale, used in the sphere of esotericism and dowsing), allow to measure and quantify local anomalies in natural energetical fields and then indirectly study the structure and physical properties of the subsurface. The following passive geophysical methods applied in the Canton of Ticino in the field of geomorphological and Quaternary geological studies are here presented: a) the audio-magnetotelluric method, which exploit the electromagnetic field induced by storms of the intertropical convergence zone and the solar wind; b) an option of the radio-magnetotelluric method, where the primary signal is generated by very low-frequency antennas; c) streaming potentials determined by the measurement of self-potentials; d) passive seismic, based on the prospecting of sonic waves not artificially generated by the operator.

Key words: applied geophysics, audio-magnetotelluric method, radio-magnetotelluric method, VLF-R, self-potential, streaming potential, passive seismic

INTRODUZIONE

Dalle prospezioni geofisiche per supportare lo sfruttamento di fonti di energia fossili o rinnovabili (AET, 2010; Soma *et al.*, 2013) fino alla fantomatica identificazione di energia dai luoghi (Andretta, 2017), lo studio dei campi naturali presenti nel sottosuolo del Cantone Ticino ha ritrovato negli ultimi anni un rinnovato vigore. Il territorio del nostro cantone non è nuovo a prospezioni geofisiche per lo studio del riempimento dei fondovalle e bacini lacustri e delle risorse energetiche e idriche in essi presenti. Vaste campagne di prospezioni

geoelettriche o sismiche sono state condotte in Ticino, sia per stimare il potenziale idrico dei fondovalle (Fondazione Lerici, 1970; Istituto Geologico Cantonale 1993), sia per lo studio della struttura del basamento roccioso dei solchi vallivi (Finckh, 1978; Felber *et al.*, 1994; Pfiffner *et al.* 1997), sia per la caratterizzazione di grandi frane di scivolamento come quella di Campo Vallemaggia (Bonzanigo & Frei, 1992; Bonzanigo, 1999).

Scopo di questo contributo è mostrare come i cosiddetti “luoghi energetici” esistono in natura, si possono spiegare con leggi fisiche ben precise e si possono

misurare grazie alla prospezione geofisica. Saranno quindi presentati brevemente gli obiettivi e i metodi della geofisica applicata mediante esempi provenienti da lavori di ricerca nei campi della geomorfologia e della geologia del Quaternario condotti sul territorio del Cantone Ticino, focalizzandosi in particolare sui metodi geofisici di tipo passivo. L'accento sarà posto sui metodi di investigazione dei campi naturali presenti nel sottosuolo, dove quindi non vi è un segnale creato artificialmente dall'Uomo, con particolare accezione ai metodi audio- radio-magnetotellurici a bassa frequenza, ai potenziali spontanei e alla sismica passiva.

PRINCIPI E METODI DELLA GEOFISICA APPLICATA

La geofisica applicata è una disciplina delle scienze della Terra che studia le caratteristiche del sottosuolo misurandone le proprietà fisiche tramite la prospezione con metodi indiretti e non invasivi (Telford *et al.*, 2010). Fa eccezione solamente la misura condotta a partire da perforazioni, che costituisce il metodo della diagrafia o registrazione di log (*well logging*; Ellis & Singer, 2007). La geofisica applicata si rivolge soprattutto alla prospezione in campo ambientale, energetico e ingegneristico (Reynolds, 1997) o quale supporto alla prospezione in campo archeologico (Chapellier, 1975).

I metodi geofisici si distinguono comunemente in metodi attivi e passivi: nel primo caso, la prospezione è eseguita grazie a un segnale creato artificialmente che è trasmesso nel terreno; nel secondo, sono rilevate le variazioni di campi naturali presenti nel sottosuolo. Si distinguono poi i metodi basati sulla propagazione di onde, quali la sismica e il radar geologico, e i metodi di potenziale, fondati sullo studio dei campi gravitazionale (gravimetria), magnetico (magnetismo), elettrico (geoelettrica) o elettromagnetico (metodi EM) (Dubois & Diament, 2005).

I principali metodi geofisici attivi e la loro applicazione al territorio del Cantone Ticino sono:

- la **sismica a riflessione e rifrazione**, basata sulla misura della velocità di propagazione di onde sonore generate artificialmente alla superficie del suolo; applicata per la stima dello spessore di depositi quaternari e del loro grado di saturazione e alterazione in ambito idrogeologico (Fondazione Lerici, 1970; Niessen, 1987; Mari & Otz, 1997) e geotecnico (Frei *et al.*, 1998);
- la **geoelettrica** (compresa la **polarizzazione indotta**), basata sulla quantificazione della resistività del terreno sulla base della misura dei parametri di intensità e tensione di un campo elettrico generato artificialmente alla superficie del suolo; applicata per studi sulla saturazione in acqua di depositi quaternari (Fondazione Lerici, 1970), ammassi rocciosi (Marzocchi *et al.*, 2010; Marzocchi, 2012) e instabilità di versante (Scapozza & Laigre, 2014), per indagini in ambito archeologico (Kern, 1988) o per la prospezione del permafrost (Scapozza, 2008; Scapozza *et al.*, 2011);

- l'**elettromagnetismo** o EM, basato, o sulla misura delle variazioni laterali della conduttività apparente del sottosuolo grazie a un campo elettrico indotto (in dominio frequenza o FDEM), o sulla misura della suscettibilità magnetica della componente reale della risposta elettromagnetica (in-phase), o ancora sulla misura del tempo di risposta a un impulso EM transitorio (in dominio tempo o TDEM), tutte e tre quantificabili senza contatto diretto con la superficie del terreno; poco utilizzato in Ticino se non per uno studio sul riempimento quaternario della bassa Valle di Blenio (Scapozza *et al.*, 2007) o nella prospezione del permafrost (Scapozza, 2008; Scapozza *et al.*, 2011);
- il **radar geologico** o GPR (*Ground Penetrating Radar*), basato sull'analisi delle riflessioni di onde elettromagnetiche ad alta frequenza trasmesse nel sottosuolo; utilizzato in Ticino e regioni confinanti soprattutto in ambito archeologico, ad esempio per lo studio della necropoli di Arsago Seprio in provincia di Varese (De Marchi, 2004), delle chiese di Santa Maria in Borgo a Mendrisio (Cardani Vergani, 2009) e di Sant'Abbondio a Stabio (Cardani Vergani, 2012).

Per quanto concerne i metodi geofisici passivi, possiamo citare:

- la **gravimetria**, basata sullo studio delle variazioni del campo gravitazionale associato a differenze di densità del sottosuolo; un atlante gravimetrico è disponibile per tutto il Cantone Ticino (Olivier, 2002), mentre questo metodo è stato utilizzato nel Mendrisiotto per lo studio di strutture geologiche sepolte e la validazione di prospezioni sismiche (Franciosi & Antognini, 1992);
- il **magnetismo**, basato sulla misura delle variazioni dei valori di intensità totale, inclinazione e declinazione del campo magnetico terrestre; un atlante di tutte e tre le componenti è disponibile per l'insieme della Svizzera (Fischer & Schnegg, 1979);
- i **metodi audio- e radio-magnetotellurico** AMT e RMT a bassa frequenza (VLF - *Very Low Frequency*), basati sulla prospezione delle componenti orizzontali di un campo elettrico e del campo magnetico che gli è perpendicolare, che può essere di origine naturale (nel caso dell'AMT il campo è indotto dai fulmini generati dai temporali della fascia intertropicale) o artificiale (nel caso del RMT il campo è prodotto da antenne radio a bassa frequenza per la comunicazione con i sommergibili in emersione, ma non è controllabile dall'operatore); queste tipologie di metodi sono state applicate allo studio di acquiferi fessurati per determinare il bacino imbrifero di sorgenti (Mari & Otz, 1997) o di venute d'acqua in gallerie (Marzocchi *et al.*, 2010; Marzocchi, 2012), per studi di mineralizzazioni filoniane (Cuchet, 1999), per la prospezione del permafrost (Scapozza, 2008; Scapozza *et al.*, 2008; Scapozza *et al.*, 2011) o per lo studio del riempimento quaternario dei fondivalle (Scapozza *et al.*, 2007);
- i **potenziali spontanei** o PS (o SP per *self-potential*), basati sulle correnti elettriche che si producono spontaneamente nel sottosuolo alla presenza di giacimenti minerali a forte conducibilità elettrica (per

esempio metalli o grafite) o a causa del movimento di molecole d'acqua; le principali applicazioni in Ticino hanno studiato i giacimenti minerali del Malcantone (Gex, 1990a, b) e della Val Morobbia (Cuchet, 1999), i movimenti d'acqua all'interno della frana di Cerentino (Gass, 2003) o l'idrologia di ghiacciai rocciosi e falde di detrito in ambiente periglaciale (Scapozza, 2008; Scapozza *et al.*, 2008);

- la **sismica passiva**, basata sull'analisi del rapporto tra le componenti orizzontale e verticale delle onde sismiche legate a vibrazioni del terreno indotte da sorgenti non controllate; usata nel contesto sudalpino essenzialmente per stimare lo spessore della copertura quaternaria e la morfologia del basamento roccioso (Ambrosi *et al.*, 2015; Bruno 2015; Mele *et al.*, 2016).

IL METODO AUDIO-MAGNETOTELLURICO

Principi del metodo

Il metodo AMT è una variante del metodo magnetotellurico proposto da Cagniard (1953) ed è basato sulla prospezione del campo elettromagnetico indotto dai temporali della zona di convergenza intertropicale e dal vento solare (Gex, 1990c). Queste fonti energetiche producono delle correnti elettriche naturali che circolano nel sottosuolo sotto forma di un segnale alternativo continuo dove tutte le frequenze sono mischiate. Grazie alla selezione delle frequenze misurate, è possibile modulare la profondità di penetrazione e compiere quindi dei sondaggi AMT. Siccome, per effetto pelle (*skin effect*), più la frequenza della corrente è bassa, più essa va in profondità nel sottosuolo, la profondità di penetrazione è quella alla quale non rimane più che il 36.8% del supposto segnale iniziale non generato dall'operatore (pari a e^{-1} , dove $e \approx 2.72$), secondo la legge di attenuazione di una corrente alternata con la profondità seguente:

$$p = 503 \cdot (\rho/f)^{1/2} \quad (1)$$

dove: p = profondità di penetrazione [m]; ρ = resistività [Ωm]; f = frequenza [Hz].

La profondità di investigazione utile, vale a dire la profondità alla quale il rapporto segnale/rumore è ancora soddisfacente per avere delle misure interpretabili, è di circa $p/2$. Teoricamente, come per tutte le prospezioni geofisiche unidimensionali, l'interpretazione di un sondaggio AMT richiederebbe un sottosuolo omogeneo e isotropo di estensione infinita, ciò che non è mai il caso in natura. Nella pratica, lo studio di una struttura bidimensionale è ancora possibile. A causa dell'eterogeneità e dell'anisotropia dei terreni prospettati, in questo caso, la resistività misurata è però una resistività apparente, che può essere calcolata come segue:

$$\rho_a = (0.2/f) \cdot (E/H)^2 \quad (2)$$

dove: ρ_a = resistività apparente [Ωm]; f = frequenza [Hz]; E = campo elettrico [mV/km]; H = campo magnetico [nT].

La misura del campo elettrico è possibile grazie a una linea tellurica composta da tre elettrodi collegati da cavi isolati, mentre il campo magnetico è misurato mediante un magnetometro posto perpendicolarmente alla linea tellurica (Fig. 1A). Le frequenze utilizzate si situano nella gamma delle frequenze udibili e sono comprese tra 1 Hz e 7 kHz (da ELF – *Extremely Low Frequency* a VLF – *Very Low Frequency*). La misura può avvenire sia automaticamente sia manualmente, mentre la linea tellurica può essere posizionata sia parallelamente sia perpendicolarmente all'asse della valle.

Esempio di applicazione

Analogamente a quanto condotto da Gex (1990c) nella bassa valle del Rodano (Vaud e Vallese), uno studio AMT è stato condotto nella bassa Valle di Blenio, sulla pianura alluvionale del Brenno tra Malvaglia e Loderio, per determinare la profondità e la conformazione del fondo roccioso. Lo studio si prefiggeva di completare le informazioni ottenute dalle prospezioni eseguite nel Programma Nazionale di Ricerca PNR20 sulla struttura profonda delle Alpi, dove è stata determinata la conformazione del fondo roccioso nel Piano di Magadino e nella bassa Valle Leventina (Felber *et al.*, 1994; Pfiffner *et al.*, 1997).

Quattro sondaggi AMT con configurazioni differenti della linea tellurica sono stati misurati il 22 e 23 agosto 2007 (Tab. 1). Le misure sono state condotte con un resistivimetro scalare SAMTEC-1 della marca francese Iris Instruments (Fig. 1A), che permette di eseguire dei cicli automatici su una gamma di frequenza compresa tra 1 Hz e 7.5 kHz lavorando contemporaneamente su quattro frequenze. Oltre al ricevitore SAMTEC-1, lo strumento è composto da un magnetometro (banda da 1 Hz a 10 kHz) e da una linea tellurica attiva composta da tre elettrodi impolarizzabili amplificati di 20 m di lunghezza (intervallo inter-elettrodi di 10 m). Siccome la forma a truogolo del fondovalle ha tendenza a canalizzare il campo elettrico naturale, la linea tellurica è stata installata di preferenza parallelamente all'asse della valle. Lo strumento è munito di filtri per, a scelta, le frequenze di 50, 150 e 250 Hz o le frequenze di 60, 130 e 300 Hz, e di un filtro addizionale a $16^{2/3}$ Hz per la corrente delle linee delle Ferrovie Federali Svizzere (FFS).

I segnali E e H erano generalmente stabili in tutte le acquisizioni. Nonostante ciò, i valori di resistività apparente ottenuti erano completamente aberranti poiché inferiori al millesimo di Ωm , questo tanto per i valori restituiti dal resistivimetro, quanto per i valori calcolati sulla base dell'Eq. (2). Se si escludono dei problemi tecnici al resistivimetro scalare SAMTEC-1, l'insuccesso dei sondaggi AMT è probabilmente da ricondurre alla moltiplicazione dei campi elettrici di origine artificiale, in particolare quelli originati dalle reti di telefonia mobile, che sono canalizzati nei fondovalle fortemente antropizzati. Già Gex (1990c) sollevava l'argomento che, sovente, la qualità delle misure AMT condotte in un fondovalle antropizzato lascia a desiderare a causa delle correnti elettriche parassitarie, e questo ben 17 anni prima delle misure compiute nella bassa Valle di Blenio.

Tabella 1: Localizzazione e riepilogo dei sondaggi AMT effettuati nella bassa Valle di Blenio.

Sondaggio	Coordinate CH1903 / LV03	Modalità	Acquisizione	Linea tellurica	Commenti
BLE_100	718'720/138'305	normale	automatica	// asse della valle	–
BLE_101		picchi	automatica	// asse della valle	problemi a 610 Hz
BLE_102		normale	automatica	// asse della valle	–
BLE_103		normale	automatica	⊥ asse della valle	–
BLE_104		senza picchi	automatica	⊥ asse della valle	problemi a 610 Hz
BLE_200	718'925/138'715	normale	automatica	// asse della valle	–
BLE_201		senza picchi	automatica	// asse della valle	problemi a 610 Hz
BLE_300	718'610/139'120	normale	automatica	// asse della valle	sondaggio doppio
BLE_301		normale	automatica	⊥ asse della valle	sondaggio doppio
BLE_400	718'420/139'280	normale	manuale	// asse della valle	–
BLE_401		normale	automatica	// asse della valle	–

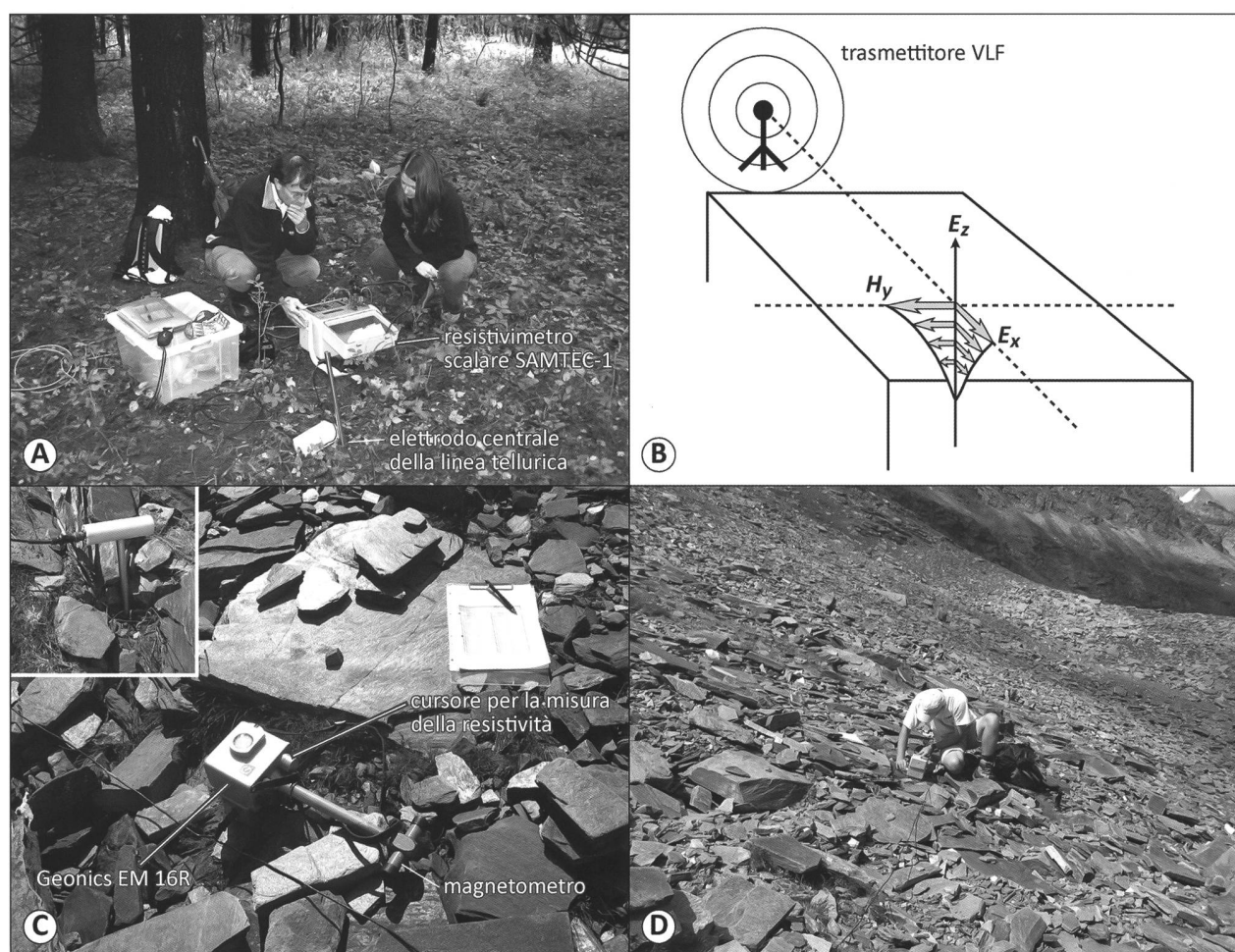


Figura 1: I metodi audio- e radio-magnetotelurici. A. Stazione di acquisizione delle misure AMT nella Bolla di Loderio, bassa Valle di Blenio. Nella foto, il Dr. Pierre Gex e Georgia Scapoza-Fontana. B. Rappresentazione schematica dei campi magnetico (H_y) ed elettrico (E_x) generati da un trasmettitore VLF situato a grande distanza. Notate l'attenuazione dei due campi con la profondità per effetto pelle. Modificato da Scapoza (2008: 86). C. Lo strumento di misura VLF-R Geonics EM 16R; nel riquadro, dettaglio di uno degli elettrodi di misura del campo elettrico. D. Misurazioni VLF-R per la prospezione del permafrost nella zona distale della falda di detrito di Gana Rossa, alta Val Malvaglia.

IL METODO RADIO-MAGNETOTELLURICO

Principi del metodo

Il metodo VLF (*Very Low Frequency*) consiste nel captare, grazie a un ricevitore, le perturbazioni di un campo elettromagnetico primario prodotto da antenne militari per la comunicazione con i sommergibili in emersione. La banda di frequenza compresa fra 15 e 25 kHz permette di sfruttare dei trasmettitori situati a migliaia di chilometri di distanza grazie all'effetto pelle presentato in precedenza, vedi Eq. (1). Quando il campo primario incontra un corpo conduttore (strato geologico, oggetto metallico, discontinuità tettonica, ecc.), un campo secondario è creato per induzione elettromagnetica. I campi primario e secondario si combinano per formare una risultante, la cui inclinazione rispetto all'orizzontale è misurata grazie al ricevitore VLF. Questo è il principio del metodo VLF-EM, utilizzato per esempio per localizzare delle zone fratturate permeabili negli acquiferi fessurati, delle faglie e grosse cavità sotterranee, come è stato il caso ad esempio nello studio del bacino imbrifero della sorgente del Brenno all'Alpe Pertusio (Mari & Otz, 1997), o per lo studio del comportamento idrogeologico delle fessure attorno alla galleria di base del Monte Ceneri (Marzocchi *et al.*, 2010).

Una variante del metodo VLF classico, denominata VLF-R (*Very Low Frequency Resistivity*) permette di calcolare la resistività apparente del sottosuolo grazie all'Eq. (2), sfruttando contemporaneamente la componente magnetica e la componente elettrica che gli è perpendicolare, di un'onda elettromagnetica (Fig. 1B). Oltre alla resistività apparente, il VLF-R permette di determinare lo sfasamento tra E e H, espresso da un angolo φ (in °) calcolato come segue (Sharma & Kaikkonen, 1998: 650; Kaikkonen & Sharma, 1998: 157):

$$\varphi = \arctan [\text{Im}(E/H) / \text{Re}(E/H)] \quad (3)$$

dove: Im = parte immaginaria; Re = parte reale; entrambe riferite al rapporto tra campo elettrico (E) e campo magnetico (H). Se $\varphi = 45^\circ$, non vi è nessuna variazione della resistività con la profondità; se $\varphi < 45^\circ$, la resistività aumenta con la profondità; se $\varphi > 45^\circ$, la resistività diminuisce con la profondità.

Esempio di applicazione

Se le applicazioni classiche del VLF-R concernono essenzialmente lo studio dello spessore del riempimento quaternario dei fondivalle, come è stato il caso nella Gasteretal, Oberland Bernese (Fischer *et al.*, 1987), o le prospezioni di filoni mineralizzati in Val Morobbia (Cuchet, 1999), questo metodo è stato applicato nelle Alpi ticinesi con risultati molto incoraggianti anche per la prospezione del permafrost (Scapozza, 2008; Scapozza *et al.*, 2008; Scapozza *et al.*, 2011).

Le misure sono state condotte con un resistivimetro EM 16R, della marca canadese Geonics (Fig. 1C). La misura del campo elettrico è eseguita con due elettrodi di acciaio distanziati di 10 m e ad alta impedenza di entrata (100 M Ω), ciò che garantisce un ottimo accoppiamento con il terreno anche alla presenza di ciottoli e blocchi, come è il caso tipico dei depositi periglaciali

(Fig. 1D). Il campo magnetico è misurato con un magnetometro piazzato perpendicolarmente alla linea degli elettrodi (Fig. 1C). Le misure sono sempre condotte nel senso del campo E, quindi nella direzione dell'azimut del trasmettitore. La direzione del segnale è ricercata utilizzando dapprima l'apparecchio in modalità VLF-EM. In seguito, la misura della resistività apparente e di φ è eseguita ricercando un minimo sonoro sui due cursori corrispondenti. Secondo l'orientamento del profilo, le misure sono state compiute utilizzando come fonti del campo primario i trasmettitori DHO38 di Rhauderfehn in Germania (23.4 kHz) o NAA di Cutler nel Maine (24.0 kHz).

Se la resistività della superficie del suolo è conosciuta, i valori di resistività apparente e di φ permettono di calcolare dei modelli del sottosuolo a due strati, ciò che è particolarmente adatto per la prospezione del permafrost, dove il corpo gelato in permanenza si trova sotto uno stato più conduttivo di spessore variabile denominato strato attivo. I dati sono stati rappresentati, sia sotto forma di pseudo-sezioni calcolate grazie al software 2LAYER (Pirttijärvi, 2004), sia sotto forma di tomografie calcolate per inversione dei dati con il software 2LAYINV (Pirttijärvi, 2006). Nella pseudo-sezione (Fig. 2A), la resistività del secondo strato e lo spessore del primo sono calcolati separatamente per ogni punto di misura partendo da un valore di resistività del primo strato considerato costante lungo tutto il profilo. Nella tomografia, al contrario, il modello di inversione tiene conto di tutte le misure del profilo (Fig. 2B) (si tratta di un'inversione vincolata lateralmente o *laterally constrained inversion*), ciò che permette di ottenere dei valori di resistività di entrambi gli strati che possono variare per ognuno dei punti di misura (Fig. 2C). I valori di resistività del primo strato sono stati ottenuti grazie a sondaggi geoelettrici verticali (VES - *Vertical Electrical Sounding*) realizzati al centro dei profili VLF-R (Scapozza, 2008; Scapozza *et al.*, 2011).

I POTENZIALI SPONTANEI

Principi del metodo

Il metodo della polarizzazione spontanea (PS) è nato per la prospezione dei giacimenti minerali ad alta conducibilità elettrica, come quelli contenenti metalli o alla presenza di serie grafitiche, dove la dissimmetria chimica tra elementi ossidanti e riduttori produce dei campi elettrici spontanei. Negli esempi presentati in questo articolo, il metodo PS è basato sulla misura dei potenziali di elettrofiltrazione naturali o potenziali EF, detti anche potenziali elettrocinetici naturali (*streaming potentials*), generati da un flusso d'acqua in un terreno poroso e permeabile (Gass, 2003). Nelle prospezioni minerarie i potenziali EF erano considerati come parassitari, mentre gli sviluppi recenti del metodo si sono focalizzati essenzialmente su questo aspetto (Revil & Jardani, 2018). I potenziali EF sono direttamente proporzionali al filtraggio selettivo di ioni a scala microscopica. L'acqua, agendo come un elettrolita, crea all'interfaccia con i minerali un flusso di carica positiva tra la parte immobile

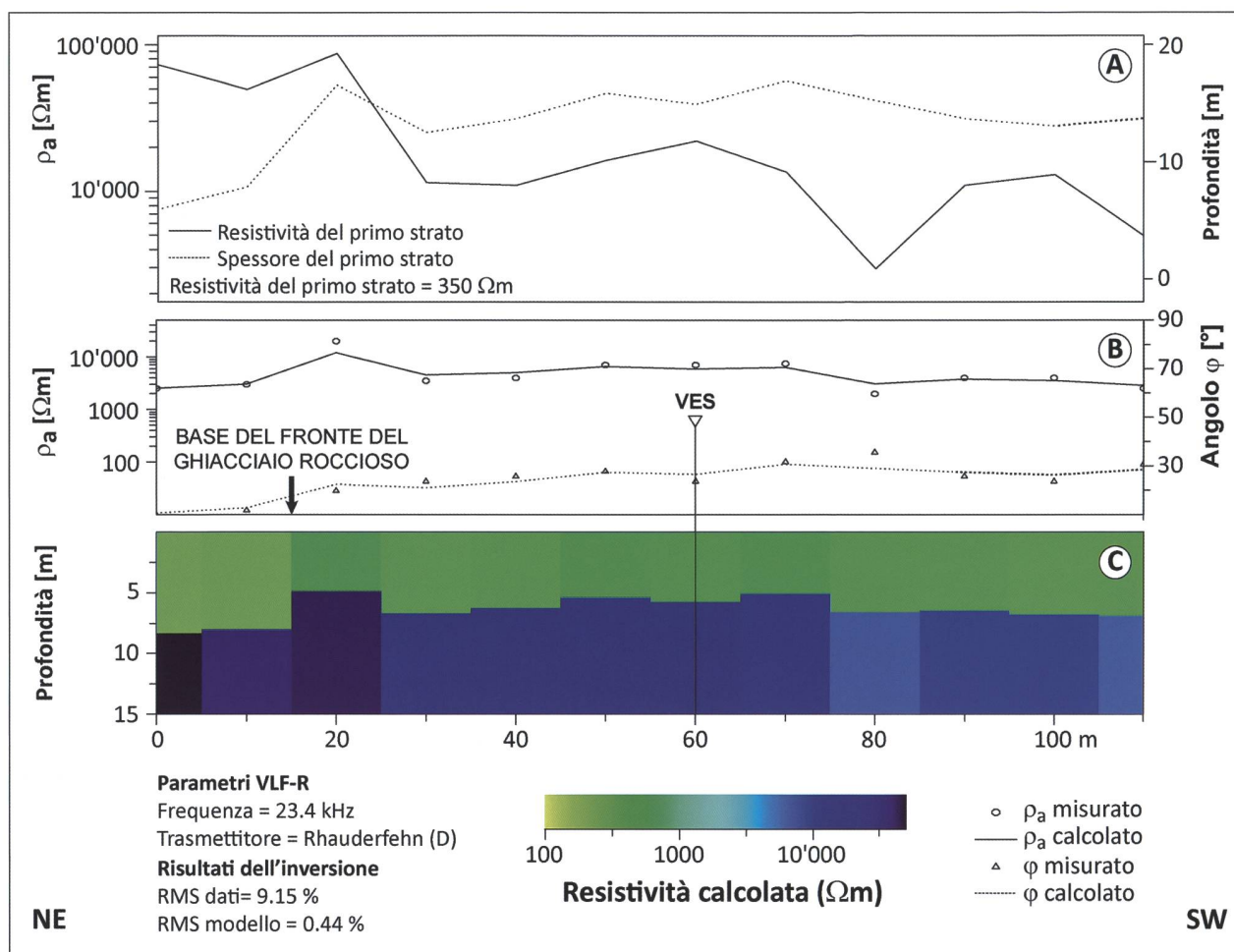


Figura 2: Rappresentazione dei risultati del profilo VLF-R SCE-VLF08 misurato sul ghiacciaio roccioso di Piancabella, alta Val Malvaglia (modificato da Scapozza, 2008: 89). A. Pseudo-sezione. B. Profili della resistività apparente (ρ_a) e dell'angolo ϕ misurati e calcolati per inversione dei dati per realizzare la tomografia. C. Tomografia a due strati delle resistività elettriche. VES = sondaggio geoelettrico verticale usato per quantificare la resistività dello strato attivo (strato superficiale).

del doppio strato elettrico e l'elettrolita libero (Fig. 3A). A scala microscopica, la relazione tra il potenziale EF e le caratteristiche dell'elettrolita è espressa dalla legge di Helmholtz-Smoluchowski:

$$EF = (\rho\epsilon\zeta/4\omega\eta) \cdot \Delta P \quad (4)$$

dove: ρ = resistività del fluido; ϵ = costante dielettrica del fluido; ζ = potenziale elettrico del doppio strato (o potenziale ζ); η = viscosità dinamica del fluido; ΔP = differenza di carica idraulica tra i punti di misura di EF. Per convenzione, il potenziale ζ è il potenziale del piano di taglio che separa lo strato di Stern dallo strato diffuso di Gouy-Chapman (Fig. 3A).

La dissimmetria nella distribuzione delle cariche permette, di conseguenza, la creazione di un potenziale negativo quando l'acqua si infila, positivo quando l'acqua fuoriesce. È questa caratteristica che fa della PS il solo metodo geofisico di superficie in grado di captare il movimento dell'acqua nel sottosuolo.

La PS è un metodo passivo e relativo. Ogni valore del potenziale EF misurato alla superficie del terreno fa riferimento a un elettrodo di riferimento fisso, collocato alla stazione di base e che dovrebbe situarsi fuori da ogni perturbazione o anomalia di origine naturale o

artificiale. Una differenza di potenziale (in mV) è quindi misurata tra questo elettrodo di riferimento fisso e un elettrodo di misura mobile, che l'operatore muove lungo un profilo (Fig. 3B, 3C). La differenza di potenziale all'elettrodo di riferimento è, per convenzione, pari a zero, mentre quella misurata dall'elettrodo di misura è generalmente compresa tra qualche millivolt e un volt e può essere sia positiva sia negativa in funzione del tipo di movimento dell'acqua nel sottosuolo.

Esempi di applicazione

L'applicazione classica della PS per lo studio di filoni minerali è stata eseguita anche nel Malcantone per lo studio dei giacimenti auriferi nella regione di Astano (Gex, 1990a) e in Val Morobbia per lo studio della mineralizzazione filoniana a pirrotina (Cuchet, 1999), mentre l'applicazione allo studio dell'elettrofiltrazione in scivolamenti si è interessata alla frana di Cerentino, in Valle Rovana (Gass, 2003). In campo ingegneristico, questo metodo ha permesso di studiare i potenziali EF artificiali legati a sette dighe per la produzione di energia idroelettrica nelle Alpi vallesane e francesi (Gex, 1980). Sul territorio ticinese, un'applicazione innovativa della PS è stata eseguita in alta Val Malvaglia per lo studio dell'idrologia periglaciale alpina (Scapozza, 2008; Scapozza et al., 2008; Hauck, 2013).

Le misure sono state condotte grazie a elettrodi impolarizzabili del tipo Cu-CuSO₄ in PVC, riempiti di una soluzione satura di solfato di rame e con tappo di contatto al suolo di legno. Il collegamento è garantito da un cavo di rame protetto di 0.2 mm di diametro, avvolto in bobine di tre chilometri di filo disponibile. La misura della differenza di potenziale è effettuata grazie a un millivoltmetro digitale ad alta impedenza di entrata (100 MΩ) che permette di misurare un campo di variazione di ± 2'000 mV. A esso sono associati un compensatore alimentato da una pila di 1.5 V, che permette quindi una compensazione di ± 750 mV, e un filtro per stabilizzare le misure alla presenza di campi elettrici naturali parassitari.

Misure inedite dei potenziali EF sono state condotte il 6 agosto 2007 sul prato orizzontale a valle della diga del Luzzone, in alta Valle di Blenio, alta 225 m. Le misure sono rappresentate sia sotto forma di profili (Fig. 4A) sia sotto forma di una carta degli equipotenziali EF (Fig. 4C). Il profilo LUZ_01 presenta, dopo un minimo di -43 mV, un aumento relativamente costante dei potenziali EF in direzione della diga, con il valo-

re massimo di 29 mV raggiunto proprio a prossimità del muro. Questo comportamento è simile a quanto misurato a valle delle dighe di Mauvoisin (Val de Bagnes, VS), Moiry (Val d'Anniviers, VS) e delle Toules (Val d'Entremont, VS). La diminuzione dei potenziali EF a mano a mano che ci si allontana dalla diga e il loro aumento dopo aver toccato un valore minimo a qualche centinaio di metri di distanza traduce un probabile meccanismo di filtraggio dell'acqua sotto la diga dovuto al forte gradiente di pressione su una distanza limitata tra il bacino e la zona a valle, dove la pressione idrostatica è nulla (Gex, 1980). La forte anomalia positiva al centro del settore investigato e posta circa 100 m a valle della diga, ben visibile sia sul profilo LUZ_02 tra 45 e 80 m di distanza (Fig. 4A) sia nella carta degli equipotenziali EF (Fig. 4C), indica un afflusso d'acqua responsabile di un segnale EF positivo. Questo afflusso è molto probabilmente indipendente dall'EF dovuta alla diga, e potrebbe essere spiegato dall'apporto naturale di acqua in un solco di erosione sul versante sinistro della valle, chiaramente distinguibile nella topografia (Fig. 4C), che provocherebbe un accumulo di

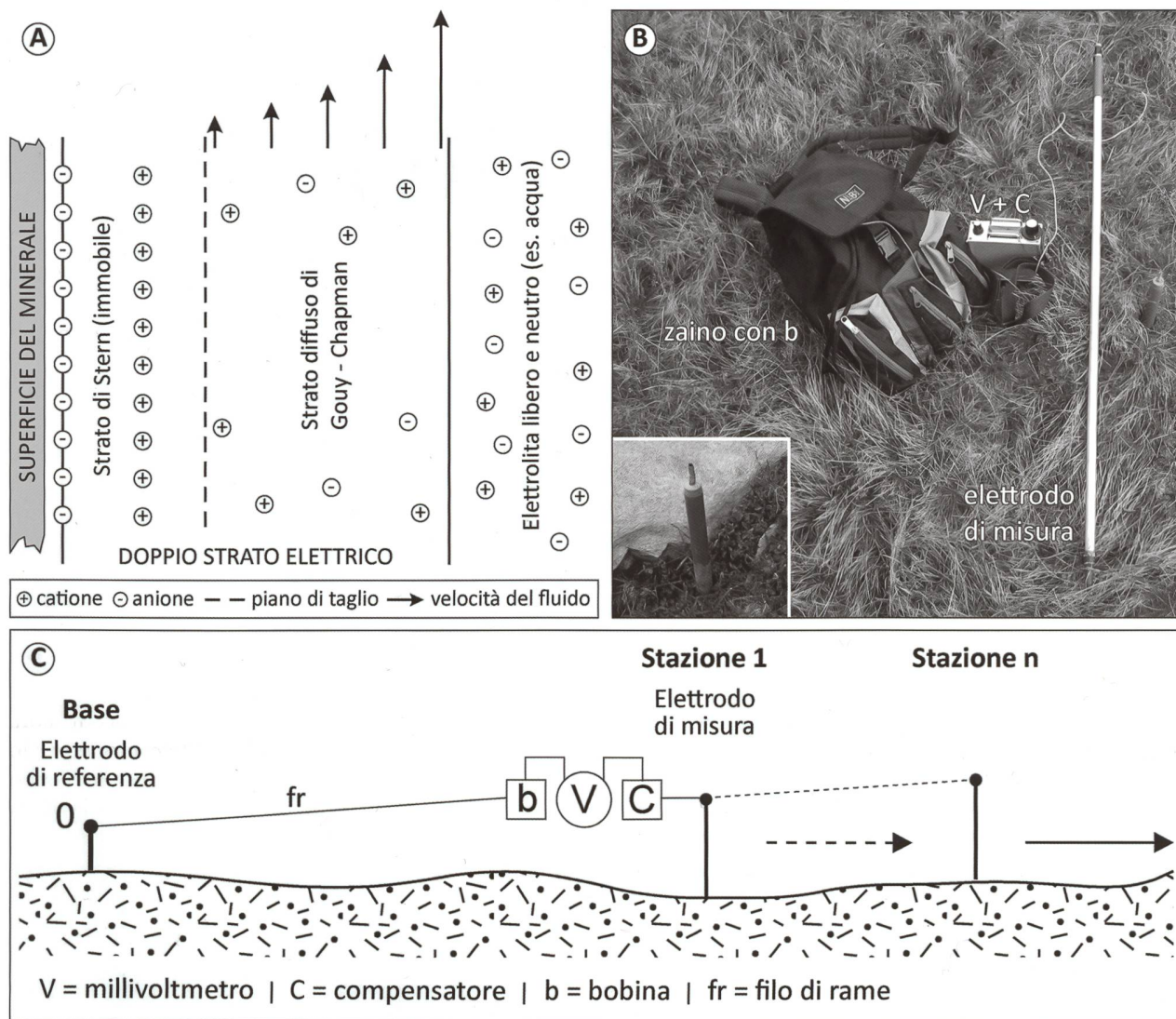


Figura 3: Il metodo della polarizzazione spontanea (PS). A. Struttura schematica dell'interfaccia minerale-acqua all'origine della generazione dei potenziali di elettrofiltrazione. La dimensione del doppio strato elettrico è di alcuni nm. Modificato da Scapozza (2008: 90). B. Materiale utilizzato per le prospezioni PS; nel riquadro, l'elettrodo di riferimento. C. Procedura schematica di acquisizione dei dati PS. Modificato da Scapozza *et al.* (2008: 1584).

acqua nel riempimento artificiale del solco vallivo che costituisce il pianoro a valle della diga.

Per quanto concerne le prospezioni PS compiute nell'ambiente periglaciale alpino, oltre al funzionamento idrologico stesso dei ghiacciai rocciosi e delle falde di detrito studiate, per il quale si rinvia a Scapoza (2008), Scapoza *et al.* (2008) e Mari *et al.* (2013), le ricerche condotte in questi terreni a forte declività hanno permesso di affinare la metodologia di trattamento dei dati

di EF. Dove la topografia è molto acclive, infatti, il segnale dovuto all'EF naturale di versante è significativo e il suo effetto sui valori misurati può essere importante. Questo tipo di perturbazione, nominato effetto topografico o TE (*Topographic Effect*; Ernstson & Scherer, 1986), fa sì che per un campo elettrico costante i potenziali negativi aumentano rimontando il versante se l'elettrodo di riferimento è collocato alla base dello stesso (Fig. 4B). Per questo motivo, per identificare esclusiva-

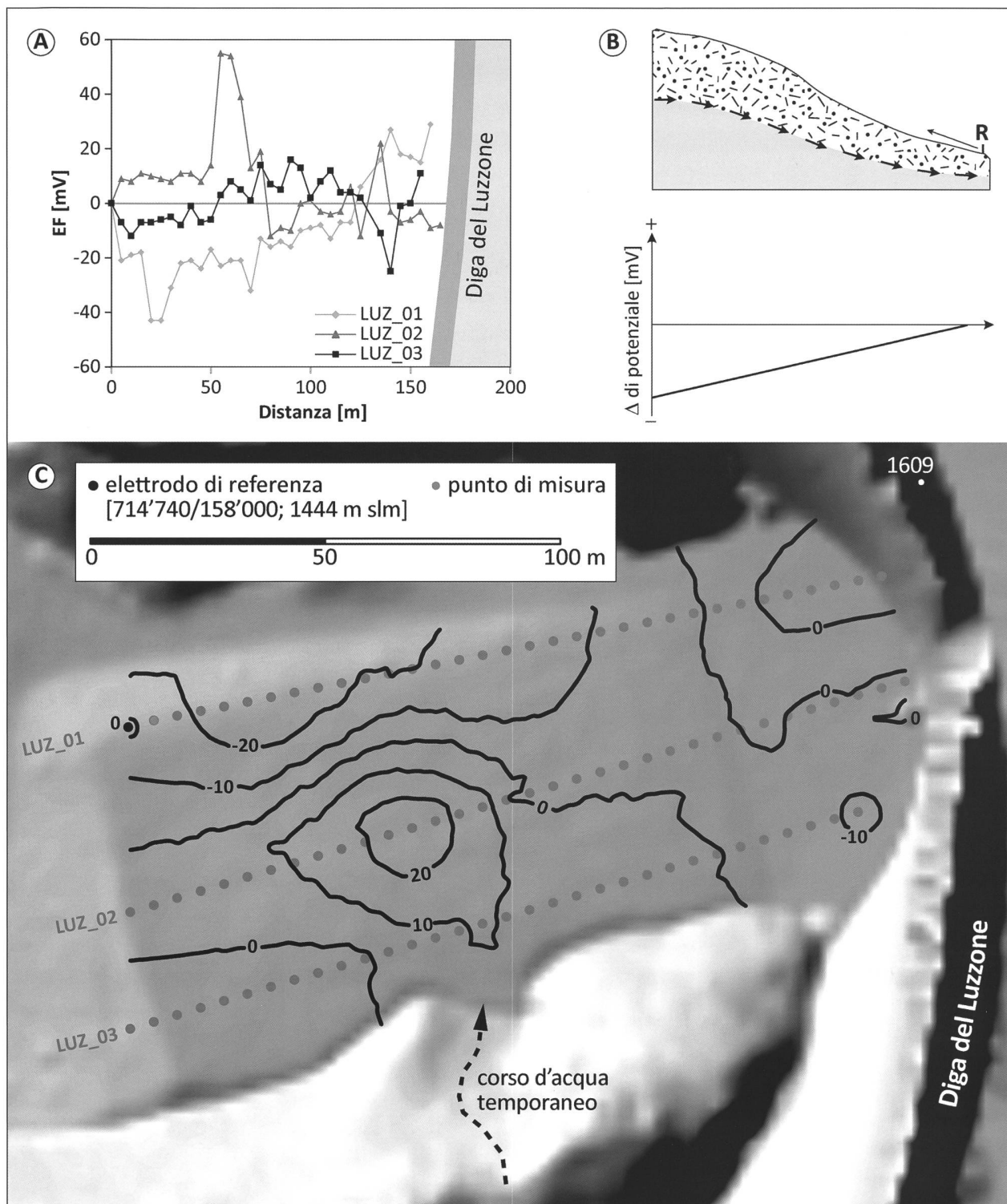


Figura 4: Prospezioni PS a valle della diga del Luzzone, alta Valle di Blenio. A. Profili dei potenziali di elettrofiltrazione. B. Rappresentazione schematica dell'elettrofiltrazione naturale di versante. Modificato da Gass (2003: 10). C. Carta degli equipotenziali di elettrofiltrazione [mV] ottenuta per interpolazione lineare delle misure. Base cartografica: swissALTI3D, ©Ufficio federale di topografia swisstopo.

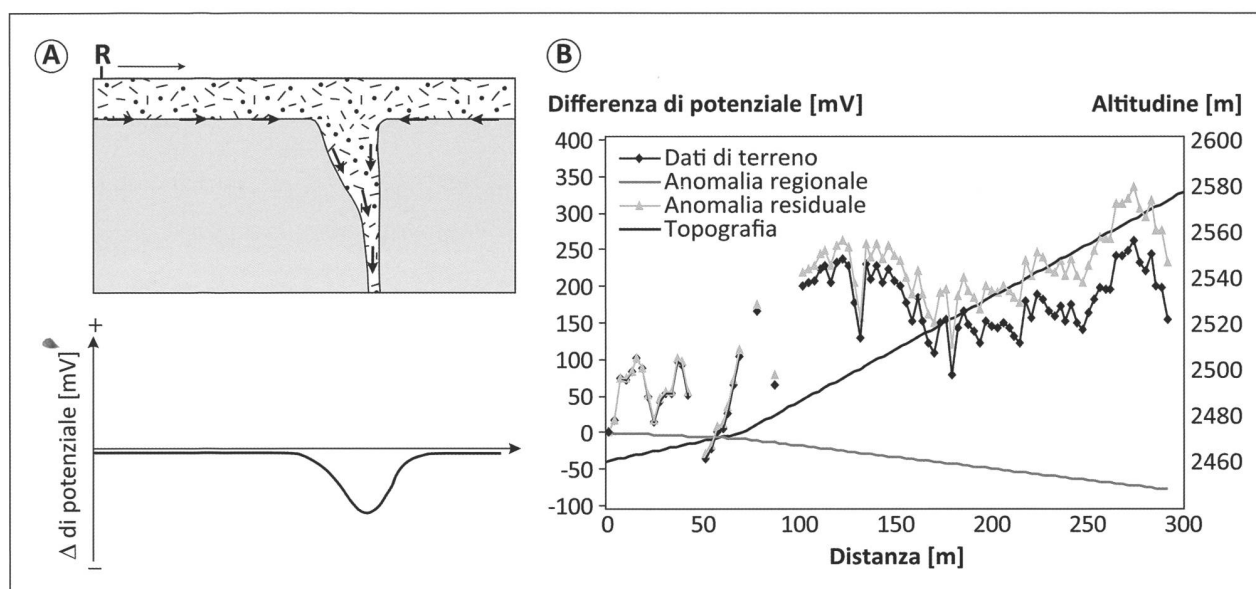


Figura 5: Prosezioni PS in alta Val Malvaglia. A. Rappresentazione schematica di un'anomalia dovuta al movimento verticale discendente dell'acqua in un corpo poroso e impermeabile. Modificato da Gass (2003: 10). B. Esempio di scomposizione dei dati PS in anomalia regionale e anomalia residuale delle misure acquisite sulla falda di detrito di Gana Rossa. Modificato da Scapozza (2008: 95).

mente le anomalie prodotte dal movimento dell'acqua nel sottosuolo, anch'esso generatore di potenziali negativi (Fig. 5A), è stata calcolata un'anomalia regionale ($K \cdot h$) che rappresenta l'EF naturale di versante (K). Questa è stata sottratta ai valori misurati (ΔV_M) per ottenere un'anomalia residuale (ΔV_R), usata per interpretare i dati (Fig. 5B), come segue:

$$\Delta V_R = \Delta V_M - (K \cdot h) \quad (5)$$

dove: ΔV_R = anomalia residuale [mV]; ΔV_M = valori misurati [mV]; K = EF naturale di versante [mV/m]; $K \cdot h$ = anomalia regionale [mV]; h = differenza di quota fra l'elettrodo di riferimento e il punto di misura [m].

Le 1'146 misure condotte lungo tutta la Valle di Sceru, su un intervallo di quota di 510 m tra 1'980 e 2'490 m slm, hanno permesso di stabilire un gradiente regionale medio di TE ($K \cdot h$) di -0.68 mV/m. A livello locale, sulla falda di detrito di Sasso di Luzzone, dove il gradiente di pendenza è molto più elevato rispetto all'insieme della Valle di Sceru, il TE calcolato ha raggiunto valori di -5.59 mV/m. In letteratura, sono riportati valori di TE di -0.8 mV/m (Ernstson & Scherer, 1986), -2.0 mV/m (Gex, 1980; Aubert & Yene Atangana, 1996), e compresi tra -1.5 e -4 mV/m (Aubert & Kieffer, 1998).

LA SISMICA PASSIVA

Principi del metodo

La sismica passiva è basata sull'analisi di microtremori, vale a dire onde sismiche generate sia da sorgenti antropiche (traffico veicolare, calpestio) sia da sorgenti naturali (vento, perturbazioni atmosferiche, cadute di massi), le cui onde di superficie sono analizzate spettralmente in funzione del rapporto tra le loro componenti orizzontale (H) e verticale (V) (Nakamura, 1989).

La tecnica è quindi denominata anche HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*).

L'acquisizione del dato avviene tramite una terna di geofoni, due dei quali disposti orizzontalmente (NS, EW) e il terzo disposto verticalmente (UD). La registrazione dei microtremori avviene per venti minuti a una frequenza di campionamento scelta secondo lo scopo dell'indagine, solitamente fra 0.5 e 20 Hz per quanto riguarda l'ambito geotecnico. Per assicurarsi di riuscire a campionare tutta l'ampiezza dell'onda sismica, si predilige spesso un'analisi a frequenze maggiori, che sono poi ricampionate. Il rapporto spettrale H/V è sensibile ai contrasti di velocità delle onde di superficie (V_s), ma può identificarne la profondità solo una volta che siano note le V_s , e viceversa, può identificare le V_s solo una volta note le profondità (Dal Moro, 2012); tale punto è essenziale per analizzare correttamente il rapporto H/V. Ovviamente, il modello del sottosuolo che si otterrà sarà più accurato maggiori saranno le informazioni a disposizione per vincolarlo. Per tale motivo, la tecnica d'indagine è stata prima applicata in corrispondenza di punti dove la stratigrafia del sottosuolo era conosciuta, allo scopo di stimare nel miglior modo possibile i valori di V_s .

Esempio di applicazione

Sondaggi di sismica passiva mediante la tecnica HVSR sono stati eseguiti in Val Colla per stilare delle carte dello spessore dei depositi sciolti superficiali per la valutazione del potenziale di innesco di frane superficiali (Ambrosi *et al.*, 2016). Dodici sondaggi HVSR sono stati realizzati il 5 e 7 novembre 2013 nei settori dell'Alpe Rompiago e dell'Alpe Cottino (Tab. 2) grazie a un tromografo Gemini 2 Hz della marca italiana PASI (Fig. 6A). L'analisi è stata svolta con il software winMASW[®] prodotto da EliaSoft. Gli spessori ottenuti mediante la sismica passiva sono stati confrontati e integrati con i dati di spessore dei depositi sciolti su-

Tabella 2: Localizzazione e riepilogo dei risultati ottenuti dalla prospezione sismica passiva mediante la tecnica HVSR in Val Colla.

Sondaggio	Coordinate CH1903 / LV03	Picco di frequenza	Interpretazione
Alpe Rompiago			
R1	720'505/105'705	nessun picco evidente	substrato subaffiorante
R2	720'410/105'815	30 Hz	2 m suolo, 9 m roccia alterata
R3	720'275/105'850	23 Hz	1 m suolo, 5 m depositi compatti
R4	720'080/105'620	15 Hz e 23 Hz	1 m suolo, 6 m depositi compatti
R5	719'940/105'690	20 Hz	1 m suolo, 5 m depositi compatti
Alpe Cottino			
C1	727'050/105'975	18 Hz	7 m depositi compatti
C2	727'010/106'020	nessun picco evidente	substrato subaffiorante
C3	726'910/106'000	nessun picco evidente	substrato subaffiorante
C4	726'960/106'080	nessun picco evidente	substrato subaffiorante
C5	726'895/106'100	misura non interpretabile	
C6	726'960/106'165	15 Hz	1 m suolo, 6 m depositi compatti
C7	727'005/106'125	12 Hz	9 m depositi compatti

perficiali desunti da osservazioni dirette in sezioni e dai limiti degli affioramenti rocciosi, dove lo spessore dei depositi superficiali è, per definizione, nullo. I punti di osservazione compilati hanno permesso di ottenere una cartografia dello spessore dei depositi superficiali mediante interpolazione geostatistica con il metodo di regressione per kriging ordinario, basato sulla minimizzazione dell'errore quadratico medio (*mean square error*). I limiti geologici degli affioramenti cartografati sul terreno hanno permesso di vincolare il perimetro dell'isobata di spessore nullo (Fig. 6B e C).

Lo spessore del materiale sciolto è relativamente esiguo in entrambi i settori analizzati. Questo indica che si è alla presenza di una copertura pedologica (suolo) posta direttamente sopra il substrato roccioso subaffiorante. Gli spessori massimi sono stati ritrovati a ovest dell'Alpe Rompiago (> 5 m; Fig. 6B) e in località Pastura nel settore dell'Alpe Cottino (> 7 m; Fig. 6C). Dalla stratigrafia ottenuta mediante l'osservazione diretta in sezioni e nei sondaggi di sismica passiva, è quindi possibile classificare il tipo di copertura detritica del substrato roccioso in due categorie: 1. copertura poco spessa (massimo 1-2 m), costituita prevalentemente da suolo istallatosi su una fine copertura detritica (deposito di versante e/o alterite) o direttamente sul substrato roccioso (in parte dislocato); 2. copertura pedologica (suolo) istallatosi su alcuni metri (tra 5 e 9) di depositi compatti, costituiti da depositi di versante o alterite più evoluti, con una matrice fine originata da alterazione fisica/meccanica (sabbie e limi) o chimica (argille) che riempie l'insieme degli interstizi e diminuisce la porosità del deposito.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

La descrizione dei principi di funzionamento dei metodi di geofisica passiva e la loro applicazione grazie a casi di studio svolti sul territorio del Cantone Ticino hanno permesso di mostrare come sia possibile ottenere delle

informazioni sul sottosuolo grazie alla prospezione di campi energetici spontanei, dove la fonte primaria non è generata o controllata dall'operatore. Questi campi energetici possono essere di tipo elettromagnetico (AMT, RMT e VLF), elettrico (PS) o sonico (sismica passiva HVSR), e possono essere generati dalle fonti più disparate e situate a grandi distanze dal luogo di prospezione. Le fonti più lontane, che possono trovarsi a migliaia di chilometri, sono costituite dai campi elettromagnetici a bassa frequenza, generati in maniera naturale dai temporali della fascia intertropicale e dal vento solare (AMT), o in maniera artificiale da trasmettitori radio per comunicazioni a lunga distanza (RMT e VLF). A livello regionale e locale, campi elettrici possono essere generati dal semplice scorrere dell'acqua nel sottosuolo e amplificati dall'acclività della topografia (PS), mentre campi di onde sonore possono essere generati in maniera naturale dai movimenti tettonici o di versante, dal vento e dalle perturbazioni atmosferiche, o in maniera artificiale dal traffico veicolare e dal semplice calpestio (sismica passiva HVSR).

Gli esempi riportati hanno anche permesso di mostrare alcune difficoltà nell'applicazione dei metodi geofisici passivi. I campi elettrici parassitari, sempre più numerosi anche a causa delle reti di telefonia mobile e comprendenti una banda di frequenza sempre più larga, fanno sì che oggi non sia probabilmente più possibile eseguire delle misure AMT in un fondovalle antropizzato, anche in una regione periferica come la Valle di Blenio, a causa di un rapporto segnale/rumore dove domina nettamente il rumore. Questo tipo di perturbazioni non è però presente in alta montagna, dove le misure RMT eseguite con il metodo VLF-R per la prospezione del permafrost hanno fornito eccellenti risultati. Per questo metodo, però, vi è l'incognita della ricezione del segnale dei trasmettitori, la cui emissione non è controllata dai prospettori; esso va sfruttato in una sola direzione (azimut del trasmettitore), può essere schermato dalla presenza di pareti rocciose (Scapozza, 2008: 233), ed essendo di origine militare ha

delle ore di emissione variabili e può essere spento in qualsiasi momento.

Semplici misure di sismica passiva condotte con una terna di geofoni hanno infine permesso di quantificare lo spessore del terreno sopra il basamento roccioso e di ipotizzarne la stratigrafia e quindi anche l'origine genetica.

Il punto forte dei metodi geofisici passivi rimane quello della loro facilità di applicazione. L'acquisizione e il trattamento delle misure sono, il più delle volte, molto semplici, e il fatto di non dover generare il segnale primario fornisce innegabili vantaggi dal punto di vista logistico. La facilità di applicazione e trattamento dei dati non è però sinonimo di semplicità di interpretazione. L'interpretazione di misure il più delle volte unidimensionali (sondaggi geofisici puntuali o profili laterali), dove non vi è un'immagine fisica del sottosuolo come nel caso della tomografia elettrica, sismica o del radar geologico, obbliga a conoscere in maniera approfondita le leggi fisiche sfruttate e a leggere e interpretare una stratigrafia del sottosuolo in dati di natura puramente elettrica, elettromagnetica o sonica (come le resistività apparenti, le differenze di potenziale o le velocità delle onde sismiche). Questo aspetto presenta l'innegabile vantaggio di non portare a sovra interpretare i risultati

delle prospezioni geofisiche, consentendo di rimanere a stretto contatto con le leggi fisiche che governano i campi energetici nel sottosuolo e la loro disposizione alla superficie terrestre, con l'effetto di riuscire a leggere e interpretare la struttura del terreno senza doverlo perturbare in maniera fisica (con onde sismiche o corrente elettrica) o meccanica.

Lo studio dei potenziali spontanei permette di dimostrare come sia possibile creare un campo elettrico naturale semplicemente per il movimento di acqua nel sottosuolo o addirittura alla presenza di una topografia particolarmente acclive. La creazione di un campo elettrico misurabile semplicemente con due elettrodi impolarizzabile è sintomatica di come la natura funzioni secondo leggi fisiche ben precise, senza che vi sia la necessità di evocare fonti di energia pseudoscientifiche per caratterizzare dei luoghi particolari, espresse in unità di misura non direttamente correlabili a un fenomeno fisico spiegabile (come ad esempio la Scala Bovis, utilizzata per caratterizzare le proprietà energetiche dei luoghi nell'ambito dell'esoterismo e della raddomanzia; vedi Andretta, 2017).

Il semplice effetto topografico (TE), dovuto all'elettrofiltrazione naturale di versante (EF), è capace di generare differenze di potenziale comprese tra 0.07 e 0.56

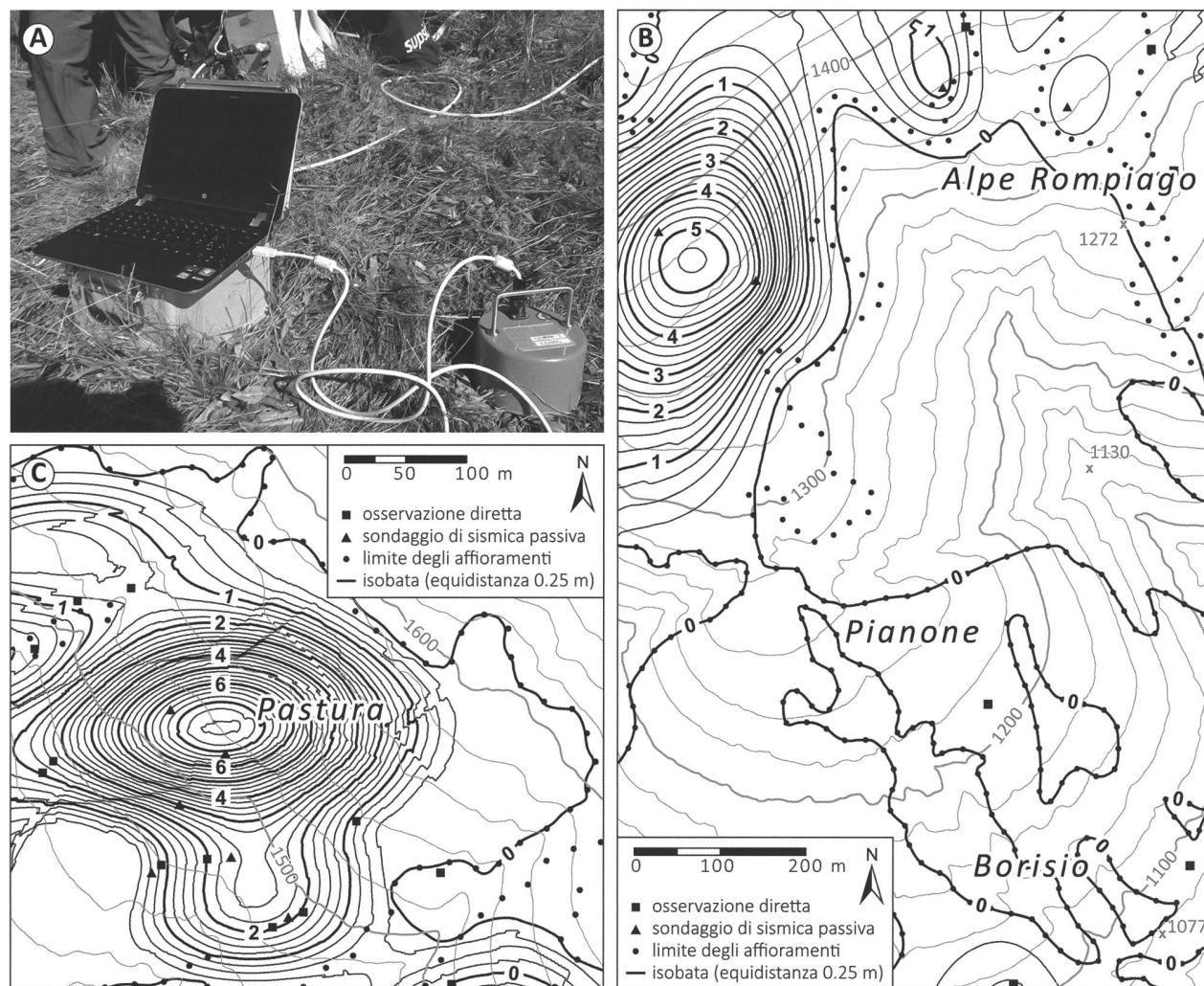


Figura 6: Prospezioni di sismica passiva in alta Val Colla. A. Il tomografo Gemini-2 per le misure di sismica passiva eseguite in questo studio. B. Risultato dell'interpolazione dello spessore del materiale sciolto per il settore dell'Alpe Rompiago. C. Risultato dell'interpolazione dello spessore del materiale sciolto per il settore dell'Alpe Cottino.

volt per 100 m di differenza di quota. Per il valore massimo, con un dislivello di 300 m si potrebbe quindi fare funzionare un piccolo apparecchio elettrico di 1.5 volt (a condizione di avere un valore di intensità di corrente tale da poter essere sfruttato quale fonte energetica), semplicemente sfruttando un normalissimo campo elettrico naturale perfettamente spiegabile da leggi fisiche ben stabilite, univoche e condivise.

RINGRAZIAMENTI

Le prospezioni AMT sono state condotte sotto la supervisione del Dr. Pierre Gex, dell'Istituto di geofisica dell'Università di Losanna, in collaborazione con Georgia Scapozza-Fontana. Le prospezioni VLF-R e PS sono state condotte autonomamente dall'autore, coadiuvato sul terreno da Edo Beretta, Barbara Scapozza e Georgia Scapozza-Fontana, con materiale dell'Istituto di geofisica dell'Università di Losanna. Le prospezioni di sismica passiva HVSR sono state eseguite da Vittorio Lepori e finanziate dall'Ufficio dei pericoli naturali, degli incendi e dei progetti (UPIP) del Cantone Ticino su mandato del Consorzio Valle del Cassarate e golfo di Lugano (CVC). Un ringraziamento particolare a Sebastiana Pera e Filippo Schenker per la rilettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- AET 2010. Progetto AET TiGeo. La ricerca di fonti energetiche nel sottosuolo del Ticino meridionale. Bellinzona, Azienda Elettrica Ticinese (AET), 17 pp. [<http://www.cdt.ch/files/docs/d2737d6f4f31b1a2212449c1c2087eed.pdf>]
- Ambrosi C., Arrigo S., Castelletti C. & Scapozza C. 2015. Analisi storica dell'evoluzione dei dissesti nell'alto bacino del Cassarate. Rapporto finale. Canobbio, Istituto scienze della Terra SUPSI, 75 pp. [rapporto di ricerca non pubblicato]
- Ambrosi C., Arrigo S., Castelletti C. & Scapozza C. 2016. Determining future evolution of landslides from the past: the historical evolution of shallow landslides in the upper Cassarate catchment (Southern Swiss Alps). INTERPREVENT 2016, Conference Proceedings: 388-397. [<http://repository.supsi.ch/7889>]
- Andretta C. 2017. Luoghi energetici in Ticino. Bellinzona, Casagrande, 296 pp.
- Aubert M. & Kieffer G. 1998. Hypothèse d'un processus de glissement sur le secteur nord-est de la caldera de Las Canadas des Teide (Tenerife, Canaries, Espagne): arguments géophysiques et morpho-structuraux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Earth and Planetary Science*, 326: 87-92. [[https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(97\)87451-4](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)87451-4)]
- Aubert M. & Yene Atangana Q. 1996. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Groundwater*, 34: 1010-1016. DOI: 10.1111/j.1745-6584.1996.tb02166.x
- Bonzanigo L. 1999. Lo slittamento di Campo Vallemaggia. Tesi di dottorato, Scuola Politecnica Federale (ETH) di Zurigo, Tesi ETH Nr. 13387, 206 pp. + Allegati [<https://doi.org/10.3929/ethz-a-003885355>]
- Bonzanigo L. & Frei W. 1992. PRN 20, Prospezione sismica con il metodo della riflessione sullo slittamento di Campo Vallemaggia. *Bollettino dell'Associazione Svizzera dei Geologi e Ingegneri*, 59: 9-17. [<http://doi.org/10.5169/seals-216058>]
- Bruno M. 2015. Prospezione HVSR per la ricostruzione della morfologia del fondovalle sepolto tra il Pian di Spagna e Colico. Tesi di laurea, Università degli Studi di Milano.
- Cagniard L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18: 605-635. [<https://doi.org/10.1190/1.1437915>]
- Cardani Vergani R. 2009. Ricerche archeologiche in Cantone Ticino nel 2008. *Bollettino dell'Associazione archeologica ticinese*, 21: 26-31. [<http://doi.org/10.5169/seals-322142>]
- Cardani Vergani R. 2012. Ricerche archeologiche in Cantone Ticino nel 2011. *Bollettino dell'Associazione archeologica ticinese*, 24: 26-33. [<http://doi.org/10.5169/seals-391556>]
- Chapellier D. 1975. Géophysique et archéologie. Lausanne, Cahiers d'archéologie romande de la Bibliothèque historique vaudoise, 3, 113 pp.
- Cuchet S. 1999. Etude géophysique de la minéralisation filonienne à pyrrotine de la Valetta, Val Morobbia, TI. *Minaria Helvetica*, 19b: 85-90. [http://www.sghb.ch/wp-content/uploads/2012/05/Minaria_Helvetica_Nr_19b_1999.pdf]
- Dal Moro G. 2012. Onde di superficie in geofisica applicata. Acquisizione e analisi di dati secondo tecniche MASW e HVSR. Palermo, Dario Flaccovio Editore, 191 pp.
- De Marchi P.M., Mariotti V. & Miazzo L. 2004. La necropoli longobarda di Arsago Seprio. *Archeologia Medievale*, 31: 101-168.
- Dubois J. & Diament M. 2005. Géophysique. Paris, Dunod, 227 pp.
- Ellis D.V. & Singer J.M. 2007. Well logging for Earth scientists. Dordrecht, Springer, 708 pp.
- Ernstson K. & Scherer H.U. 1986. Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *Geophysics*, 51: 1967-1977. [<https://doi.org/10.1190/1.1442052>]
- Felber M., Bini A., Heitzmann P. & Frei W. 1994. Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino. In: Montrasio A. & Sciesa E. (eds), Proceedings of Symposium "CROP - Alpi Centrali", 20-22.10.1993, Sondrio, Italia. *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 2: 103-133.
- Finckh P.G. 1978. Are southern Alpine lakes former Messinian canyons? - Geophysical evidence for preglacial erosion in the Southern Alpine lakes. *Marine Geology*, 27: 289-302.
- Fischer G. & Schnegg P.-A. 1979. Carta dell'intensità totale in Svizzera 1:500'000. Carta dell'inclinazione in Svizzera 1:500'000. Carta della declinazione in Svizzera 1:500'000. Berna, Ufficio federale di topografia swisstopo.
- Fischer G., Schnegg P.-A., Ma J., Müller I. & Burkhard M. 1987. Etude VLF-R du remplissage quaternaire de la Vallée du Gastern (Alpes Bernoises, Suisse). *Eclogae geologicae Helveticae*, 80: 773-787. [<http://doi.org/10.5169/seals-166025>]
- Fondazione LERICI 1970. Studio geofisico dei fondovalle del Cantone Ticino, eseguito per conto della Sezione Cantonale delle Bonifiche e del Catasto, Bellinzona. Milano, Fondazione Ing. C.M. LERICI del Politecnico, Ricerca No. 535, 72 pp. + annessi.
- Franciosi G. & Antognini M. 1992. Studio gravimetrico del Mendrisiotto (Ticino meridionale). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 80: 45-53. [<http://www.stsn.ch/publicazioni/bollettino>]

- Frei W., De Haas S. & Pozzorini D. 1998. Impiego di metodi sismici ad alta risoluzione nella progettazione di opere di genio civile. *Geologia Insubrica*, 3: 73-76.
- Gass F. 2003. Potentiels électriques spontanés liés à certains cas d'écoulements naturels ou provoqués. Thèse de Doctorat, Université de Lausanne, 153 pp. [oai:serval.unil.ch:BIB_42052]
- Gex P. 1980. Phénomènes d'électrofiltration liés à quelques sites de barrages. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 75: 39-50. [https://doi.org/10.5169/seals-277782]
- Gex P. 1990a. Étude par polarisation spontanée du gisement aurifère d'Astano (Malcantone, Tessin). *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 80: 99-112. [http://doi.org/10.5169/seals-279553]
- Gex P. 1990b. Acquisition et interprétation des données de polarisation spontanée. Bibliographie générale sur les potentiels spontanés. *Bulletin de l'Institut de géophysique, Université de Lausanne*, 8: 1-49.
- Gex P. 1990c. Étude par la méthode audio-magnétotellurique de la basse vallée du Rhône. *Bulletin de l'Association Suisse des Géologues et Ingénieurs du pétrole*, 55 : 51-64. [http://doi.org/10.5169/seals-212664]
- Hauck C. 2013. New concepts in geophysical surveying and data interpretation for permafrost terrain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24: 131-137. DOI: 10.1002/ppp.1774
- Istituto Geologico Cantonale 1993. *Idrogeologia del Piano di Magadino*. Bellinzona, Ufficio Geologico Cantonale, Rapporto Interno 19, 11 pp.
- Kaikkonen P. & Sharma S.P. 1998. 2-D nonlinear joint inversion of VLF and VLF-R data using simulated annealing. *Journal of Applied Geophysics*, 39: 155-176 [https://doi.org/10.1016/S0926-9851(98)00025-1]
- Kern A., 1988. Archeologia attiva. 2, Indagini geofisiche del terreno. *Bollettino dell'Associazione archeologica ticinese*, 2: 20-21. [http://doi.org/10.5169/seals-320294]
- Mari S. & Otz M. 1997. Bacino imbrifero e idrogeologia della sorgente del Brenno a Pertusio (Lucomagno, Cantone Ticino). *Geologia Insubrica*, 2: 85-97.
- Mari S., Scapoza C., Pera S. & Delaloye R. 2013. Prove di multitracciamento di ghiacciai rocciosi e ambienti periglaciali nel Vallon de Réchy (VS) e nella Valle di Sceru (TI). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 101: 13-20. [http://repository.supsi.ch/3625]
- Marzocchi R. 2012. Integrated application of geochemical and geophysical methods for hydrogeological impact assessment for tunneling in fractured rock. PhD Thesis, University of Lausanne, 224 pp. [https://serval.unil.ch/notice/serval:BIB_D67604E85CCF]
- Marzocchi R., Pera S. & Pfeifer H.-R. 2010. Hydrogeological interferences in tunneling – A comprehensive study. *AQUA mundi*, 1: 1-14. DOI: 10.4409/Am-024-10-0024
- Mele M., Bruno M., Bini A., Tantardini D. & Bersezio R. 2016. La morfologia sepolta della confluenza tra Valchiavenna e Valtellina all'estremo Nord del Lago di Como, ricostruita per mezzo della prospezione sismica passiva (HVSr). *Geologia Insubrica*, 12: 99-101.
- Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute (RTRI)*, 30: 25-33. [http://worldcat.org/oclc/3127232]
- Niessen F. 1987. Sedimentologische, geophysikalische und geochemische Untersuchungen zur Entstehung und Ablagerungsgeschichte des Luganersees (Schweiz). Dissertation, Eidgenössischen Technischen Hochschule (ETH) Zürich, Diss. ETH Nr. 8354, 332 pp. [https://doi.org/10.3929/ethz-a-000471770]
- Olivier R. (dir) (2002). *Atlante gravimetrico della Svizzera 1:100'000*. Foglio 43/Sopra Ceneri, Foglio 48/Sotto Ceneri. Berna, Ufficio federale di topografia swisstopo.
- Pfiffner O.A., Heitzmann P., Lehner P., Frei W., Pugin A. & Felber M. 1997. Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. In: Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S. & Steck A. (eds), *Deep structure of the Swiss Alps*. Results of the NRP 20. Basel, Birkhäuser, pp. 265-288.
- Pirttijärvi M. 2004. 2LAYER v. 1.0a. Two-layer interpretation of VLF-R measurements. Division of Geophysics, University of Oulu.
- Pirttijärvi M. 2006. 2LAYINV v. 1.0a. Laterally constrained two-layer inversion of VLF-R measurements. Division of Geophysics, University of Oulu, OYGF/M/2006/1.
- Reynolds J.M. 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. Chichester, Wiley, 796 pp.
- Revil A. & Jardani A. (2018). *The self-potential method: theory and applications in environmental geosciences*. Cambridge, Cambridge University Press, 399 pp.
- Scapoza C. 2008. Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales. Thèse de Master, Université de Lausanne, 286 pp. [http://doc.rero.ch/record/8799]
- Scapoza C. & Laigre L. 2014. The contribution of Electrical Resistivity Tomography (ERT) in Alpine dynamics geomorphology: case studies from the Swiss Alps. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 20: 27-42. DOI: 10.4000/geomorphologie.10474
- Scapoza C., Fontana G. & Gex P. 2007. Étude par les méthodes audio-magnétotellurique et TDEM du remplissage Quaternaire du bas Val Blenio (Tessin septentrional). Institut de géophysique, Université de Lausanne, 20 pp. [rapporto di ricerca non pubblicato]
- Scapoza C., Gex P., Lambiel C. & Reynard E. 2008. Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, 29.6-3.7.2009, Fairbanks, Alaska, pp. 1583-1588. [http://repository.supsi.ch/3142]
- Scapoza C., Lambiel C., Gex P. & Reynard E. 2011. Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le sud des Alpes suisses. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 17: 15-32. DOI: 10.4000/geomorphologie.8765
- Sharma S.P. & Kaikkonen P. 1998. Two-dimensional non-linear inversion of VLF-R data using simulated annealing. *Geophysical Journal International*, 133: 649-668. DOI: 10.1046/j.1365-246X.1998.00523.x
- Soma L., Bonini L., Ambrosi C., Bernoulli D. & Seno S. 2013. Geological surface data improve understanding of deep structures in Southern Alps. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 29: 165-168. [http://repository.supsi.ch/5406]
- Telford W.M., Geldart L.P. & Sheriff R.E. 2010. *Applied geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 792 pp.

