

Un nuovo strumento a disposizione degli idrogeologi: il metodo Airborne EM

A new tool available for hydrogeologists: the Airborne EM method

Andrea Viezzoli, Antonio Menghini

Riassunto: La metodologia Airborne EM ha ormai raggiunto un grado di maturità tale da poter costituire un valido strumento per la modellizzazione idrogeologica. E' infatti in grado di fornire una distribuzione dettagliata della resistività elettrica, così da poter estrarre informazioni di tipo stratigrafico e, in taluni casi, idrochimico. Per ottenere però questo risultato è richiesta una elevata performance da parte degli strumenti utilizzati, così come un accurato processing dei dati. Si forniscono una serie di esempi di applicazione del metodo AEM per la risoluzione di problemi legati alla mappatura delle risorse idriche sotterranee, all'intrusione marina ed al miglioramento dei modelli idrogeologici in generale.

Abstract: *The Airborne EM method has nowadays reached a great degree of progress, so that it can be considered a reliable tool for the hydrogeological modeling. It is indeed able to provide a detailed distribution of resistivity, so that it is possible to draw information of stratigraphic and, sometimes, of hydrochemical type. But, in order to achieve this outcome, it is demanded a high performance of the instrumentations, as such as an accurate data processing. We show some examples of application of the AEM method, for the solution of problems connected to the groundwater mapping, to the seawater intrusion and to the improvement of the hydrogeological models.*

Parole chiave: acque sotterranee, elettromagnetismo nel dominio del tempo, TDEM, modelli idrogeologici.

Keywords: *groundwater, Time Domain Electromagnetics, TDEM, airborne electromagnetics, hydrogeological modeling.*

Antonio MENGHINI ✉
 Andrea VIEZZOLI
 Aarhus Geofisica s.r.l.
 Via Giuntini, 13 - 56023 Navacchio (PI)
 Tel. 050 7519208
 am@aarhusgeo.com
 av@aarhusgeo.com

Ricevuto: 28 ottobre 2014 / Accettato: 11 dicembre 2014
 Pubblicato online: 30 dicembre 2014

© Associazione Acque Sotterranee 2014

Introduzione

I casi di applicazione del metodo Airborne Elettromagnetico (AEM) in ambito idrogeologico, sono stati negli ultimi anni sempre più numerosi, grazie alla continua innovazione, sia a livello di strumentazione che di processing dei dati. Oltre a coprire, come sono in grado di fare gran parte dei metodi geofisici, eventuali *gaps* laterali e verticali, determinati da un'insufficiente distribuzione dei dati idrogeologici disponibili, il metodo AEM offre la possibilità di indagare aree molto vaste, della dimensione di un bacino idrogeologico (quindi nell'ordine di decine di Km²), mantenendo comunque un notevole dettaglio (si va da circa 20 m per quanto riguarda la risoluzione laterale, a meno di 5 m per quella verticale), così da poter fornire un valido contributo alla modellizzazione idrogeologica, agli studi di bilancio e management delle risorse idriche sotterranee. La profondità di indagine è funzione della resistività dei terreni attraversati e del rumore elettromagnetico di fondo, nonché del tipo di sistema utilizzato; possiamo tuttavia considerare una profondità media di investigazione che varia dai 200 ai 300 m.

Per tale motivo il Ministero dell'Ambiente Danese ha scelto proprio la prospezione AEM come uno strumento fondamentale per la mappatura dei principali corpi idrici, nell'ambito di un grande progetto nazionale sullo studio e sulla tutela delle acque sotterranee (Moeller et al., 2009). Il cosiddetto "modello danese" è stato successivamente messo a punto e proposto anche all'Estero, attraverso il Progetto Rethink Water (<http://www.rethinkwater.dk/>), dove si prevede un dettagliato workflow, lungo il quale l'utilizzo dell'AEM è solo il primo passo per lo studio e la gestione delle risorse (Fig. 1). Altri esempi di applicazione sono testimoniati dall'USGS (Servizio Geologico Statunitense) che lo ha utilizzato per migliorare il modello idrogeologico e quindi il bilancio di un acquifero in Nebraska (<http://pubs.usgs.gov/sir/2011/5219/>), dal CSIRO (Australia), dal Progetto AQUIM di mappatura degli acquiferi indiani su 7 aree pilota (<http://hgg.au.dk/projects/aquim/>) e dall'utilizzo da parte del Servizio Geologico Francese (BRGM) per la caratterizzazione idrogeologica delle isole vulcaniche di Martinica-Guadalupa, Mayotte e Reunion (<http://www.brgm.eu/content/airborne-geophysics-recent-ongoing-surveys>).

Il risultato finale di una prospezione AEM è costituito da una distribuzione tridimensionale della resistività elettrica, un parametro di fondamentale importanza per l'idrogeologia, in quanto correlato alla permeabilità dei terreni ed alla qualità delle acque sotterranee. Si possono poi estrarre informazio-

ni derivate, come la geometria di un elettrostrato con valenza idrogeologica (acquifero o acquiclude). Grazie infine alla calibrazione offerta da stratigrafie di pozzi e da altre informazioni ricavate da differenti metodi geofisici (ad esempio il tetto o il letto di una superficie riflettente, o di uno strato caratterizzato da differente suscettività magnetica), è possibile migliorare il risultato dell'inversione, così da ridurre al minimo i ben noti problemi di equivalenza (ad esempio la stessa anomalia geofisica può essere prodotta da diversi prodotti della resistività per lo spessore di uno strato).

Si riportano alcuni case-studies, frutto della collaborazione con Servizi Geologici ed Istituti di Ricerca di vari Paesi, su ambiti geologici ed idrogeologici molto differenti.

Descrizione del metodo AEM

Il metodo Airborne EM ha avuto le sue prime applicazioni in campo minerario, principalmente in Australia e Canada. Siemon et al. (2009) hanno fornito una buona *review* dei vari sistemi. All'inizio si utilizzavano sistemi alloggiati su aereo (*fixed-wing*), con utilizzo del metodo nel dominio della frequenza (FDEM), ma poi, l'applicazione proprio in campo idrogeologico, ha richiesto una maggiore risoluzione superfi-

ciale, insieme alla modellizzazione di strutture dotate di minor contrasto di resistività, rispetto alle anomalie prodotte da target minerari (Fig. 2). Tanto che per la ricerca mineraria ci si limita spesso, ancora oggi, all'esame delle anomalie di voltaggio, senza procedere ad una vera e propria inversione del dato, ovvero senza la costruzione di un modello di resistività.

Con l'avvento dei sistemi trasportati su elicottero, che acquisiscono ad altezza minore dal suolo, con minore velocità e con maggiore controllo dei parametri di navigazione, è stato possibile migliorare la qualità dei dati in termini di accuratezza.

Nei sistemi airborne da elicottero (HTEM) si utilizza un *loop* trasmittente che viene energizzato con correnti di intensità variabili da 2 ad oltre 100 A. Ad ogni impulso positivo (*time-on*), segue un periodo durante il quale la corrente viene azzerata (*time-off*); viene poi invertito il senso di immisione della corrente, seguito da un ulteriore periodo di annullamento (Fig. 3). L'intero ciclo viene ripetuto molteplici volte, con frequenze di ripetizione variabili da circa 2,5 a 250 Hz. Quando la corrente viene bruscamente annullata (*turn-off*), secondo quanto previsto dalla legge di Faraday, si produce un campo magnetico primario, che tende ad annullarsi in

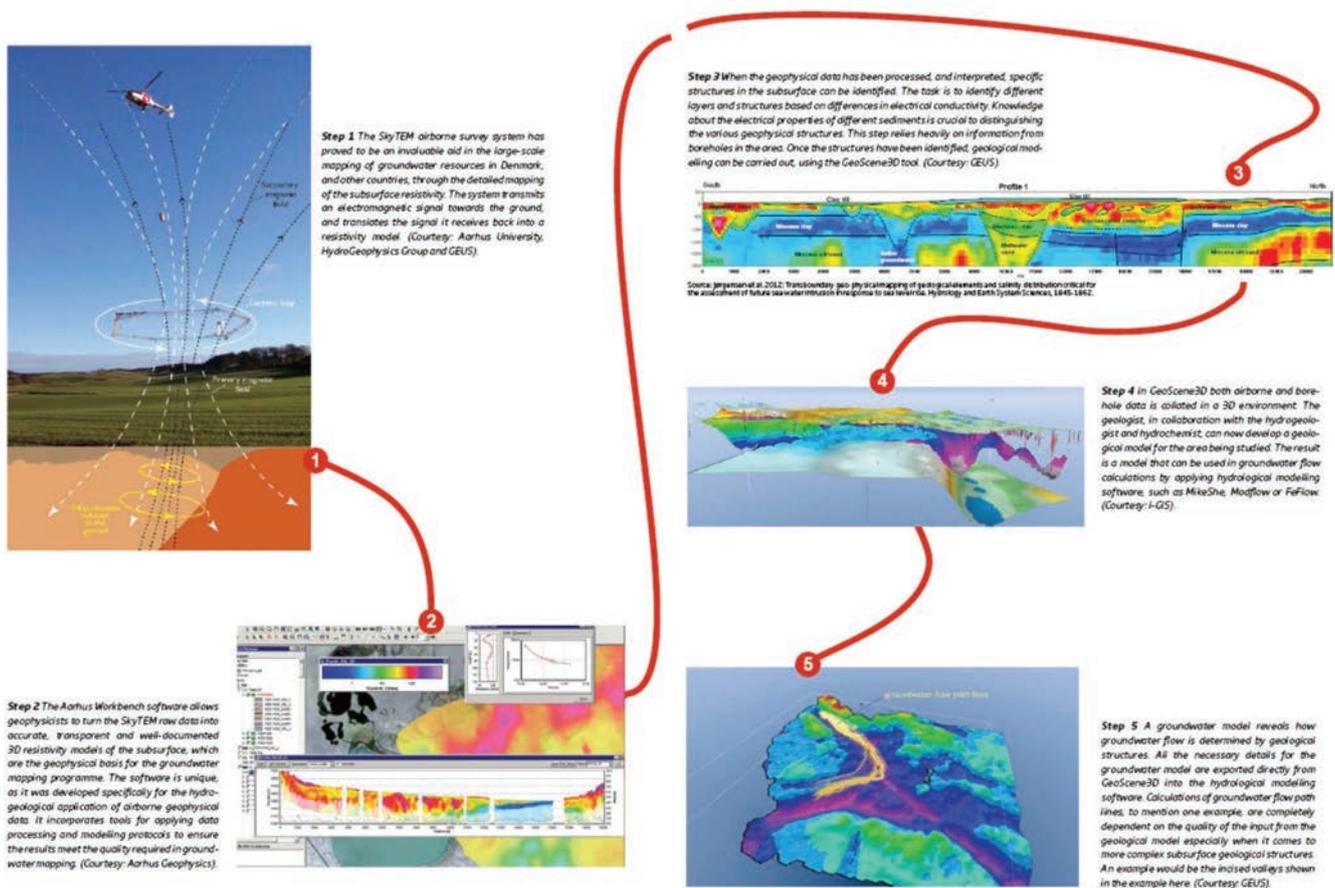


Fig 1 - Estratto dal White paper "Greater water security with groundwater". Sono mostrati tutti gli step del Progetto Rethink Water: dall'acquisizione dei dati AEM alla elaborazione ed inversione dei dati, sino alla costruzione del modello idrogeologico e di flusso (Thomsen et al., 2013).

Fig 1 - Excerpt from the White paper "Greater water security with groundwater". All the steps of Rethink Water Project are shown: from the acquisition of AEM data, to the data processing and inversion, until the building of the hydrogeological and flow model (Thomsen et al., 2013).

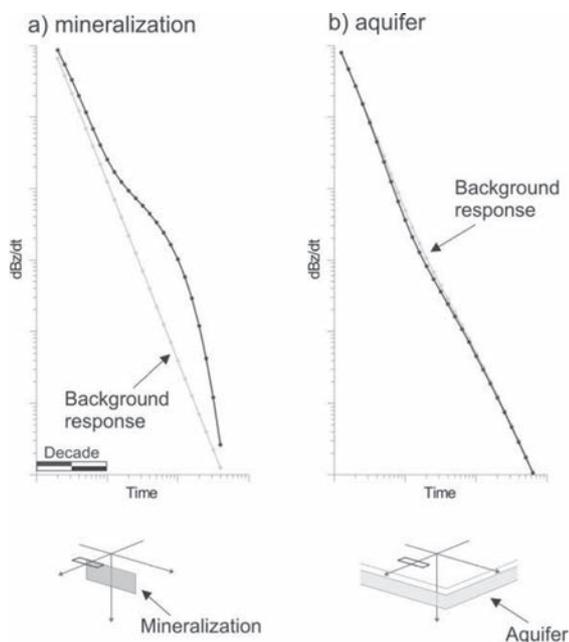


Fig 2 - Confronto tra la risposta prodotta da un giacimento minerario (a) e da un acquifero (b) (Christiansen et al., 2006).

Fig 2 - Comparison between the response produced by an ore body (a) and by an aquifer (b) (Christiansen et al., 2006).

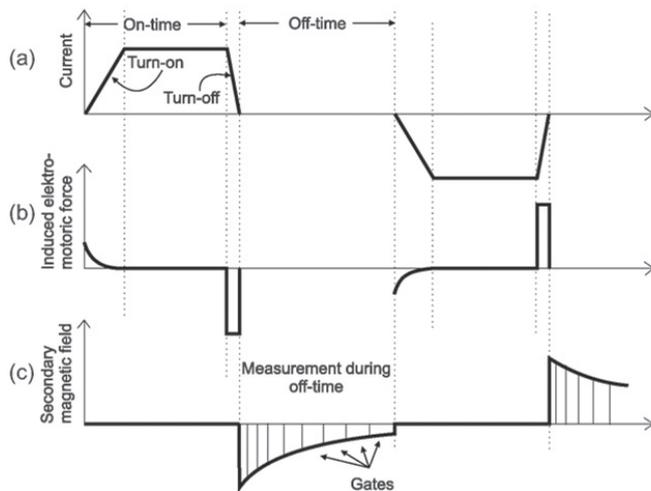


Fig 3 - Esempio di waveform immessa nel loop trasmittente (a), con tempi di energizzazione (*time-on*) uguali a quelli di stacco della corrente (*time-off*). La corrente impiega un certo tempo per annullarsi entro il circuito (tempo di "turn-off" o "ramp time"). A causa di questa brusca variazione della corrente, si produce un campo magnetico primario (b), di brevissima durata, il quale, a sua volta, dà vita ad un campo magnetico secondario, che viene rilevato come curva di decadimento del voltaggio (transiente), durante il *time-off* (c). Il transiente contiene le informazioni sulla resistività del sottosuolo.

Fig 3 - Example of waveform of the current injected into the transmitting loop (a): *time-on* equal to *time-off*. Turn-off or Ramp time is the time needed for the complete zeroing of the current. The abrupt decreasing of the current into the loop produces the primary magnetic field (b), that produces, in turn, the secondary magnetic field. The latter is measured as a voltage decay (transient), during *time-off* (c). The transient contains the information about the ground resistivity.

tempi rapidissimi (nell'ordine dei millisecondi). Questo campo primario induce successivamente delle correnti vacanti nel sottosuolo, che si propagano, col passare del tempo, sempre più in profondità e con un allargamento progressivo, secondo una modalità che ricorda degli anelli di fumo. Queste correnti indotte si dissipano in tempi rapidissimi, producendo a loro volta, un campo magnetico secondario, che viene misurato, come "transiente" (decadimento del voltaggio), da una bobina ricevente (*coil*), durante il "time-off", onde evitare interferenze con il campo primario. Il coil è alloggiato praticamente nello stesso "frame" del loop trasmittente e si muove solidalmente con esso.

Il transiente viene campionato tramite una serie di canali di acquisizione ("gates"), che si aprono a tempi via via maggiori, indagando così zone sempre più profonde, visto che col passare del tempo le correnti indotte penetrano sempre più. Infatti la velocità di propagazione è direttamente proporzionale alla resistività elettrica (ovvero inversamente proporzionale alla conducibilità elettrica) del terreno. I valori di voltaggio vengono poi convertiti in valori di resistività apparente, in modo da procedere con le classiche modalità di inversione. La profondità di indagine dipende dalla resistività degli strati attraversati e dal rapporto segnale-rumore. Per incrementare quest'ultimo si ricorre generalmente all'ampliamento della superficie del loop o all'incremento dell'intensità di corrente. Il campo magnetico terrestre non ha modo di influire sulle misure, essendo stabile nel brevissimo intervallo temporale durante il quale vengono acquisiti i dati. Per un approfondimento teorico, si rimanda a Ward e Hohmann (1988).

Il sistema HTEM vola ad un'altezza media di 30-40 m, a meno di non avere problemi di infrastrutture (cavidotti, strade) o di copertura arborea. L'effettiva quota di volo viene costantemente monitorata da altimetri laser, così come l'inclinazione del loop. Nella figura 4 è mostrato il sistema SkyTEM (Soerensen e Auken, 2004), uno dei più utilizzati per ricerche di carattere idrogeologico. Questo sistema prevede l'utilizzo



Fig 4 - Il sistema SkyTEM.

Fig 4 - The SkyTEM system.

di un *loop* trasmittente, di forma esagonale, con lato di circa 20 m, di circa 450-500 kg di peso. Le misure vengono effettuate in continuo (*streaming*), ma di solito vengono “staccate” ad intervalli di circa 1,5 secondi, per cui, in condizioni di normale trasferimento dell’elicottero, si acquisiscono dati ogni 20-30 m. La spaziatura poi tra un profilo e l’altro viene scelta in funzione del grado di definizione richiesto: si va dai 50 m, per indagini di estremo dettaglio, ai 500-1000 m, per studi di carattere regionale. Grazie ad una coppia di unità GPS montate sullo strumento, la sua posizione nell’aria è misurata (in maniera ridondante) durante tutte le fasi dell’acquisizione. In alcuni casi, il sistema GPS si utilizza anche in modalità differenziale, utilizzando anche una stazione a terra. Va infine considerato che oramai quasi tutti i sistemi AEM sono in grado di acquisire in contemporanea anche misure di campo magnetico naturale.

Elaborazione ed inversione dei dati

Per l’applicazione del metodo AEM in campo idrogeologico, bisogna procedere con un dettagliato *processing* (Auken et al., 2009), in modo da avviare correttamente l’inversione dei dati e la successiva costruzione del modello geofisico. Innanzitutto vanno analizzati i dati di navigazione (GPS, misure altimetriche ed inclinometriche), onde apportare le dovute correzioni: va infatti tenuto conto che i valori di voltaggio dipendono molto dalla quota di volo e dall’inclinazione del *loop* trasmittente, per cui questi parametri debbono essere costantemente monitorati e successivamente modellati in fase di inversione. Si passa poi all’analisi dei dati di voltaggio, con la rimozione dei disturbi arrecati dalle infrastrutture metalliche (*couplings*) in cui si generano le correnti indotte dal trasmettitore: di norma è bene scartare i dati acquisiti a meno di circa 100 metri da qualsiasi fonte di disturbo (condotte, linee di tensione, strade, edifici, etc.), tanto che il metodo non può certamente essere applicato sopra centri abitati (Munkholm e Auken, 1996). Questa analisi viene condotta utilizzando mappe GIS dove sono localizzate le infrastrutture note.

Prima di procedere con l’inversione dei dati, si può applicare un particolare filtro trapezoidale (Auken et al., 2009), in grado di mantenere il giusto dettaglio superficiale e, nel contempo, di migliorare il segnale in profondità. In questo

modo il numero dei punti di campionamento utilizzati dal filtro lungo una linea di volo, aumenta con la profondità, in accordo con le caratteristiche fisiche del metodo: più è lungo il tempo di acquisizione, più aumenta il volume coinvolto dalle correnti indotte, non solo in senso verticale, ma anche orizzontale (come detto, si tratta di una propagazione che avviene come degli anelli di fumo). Al termine di questo filtraggio, si ricavano i singoli sondaggi, dai quali si estraggono i modelli 1D di resistività.

Una delle modalità di inversione dei dati più indicate per scopi idrogeologici, è l’approccio quasi-3D, tipico della *Spatially Constrained Inversion*, SCI (Viezzoli et al., 2008), che è una inversione con norma L2, basata su un “*forward response*” 1D esatto, regolarizzata tramite vincolo (*constraint*) spaziale 3D. Grazie all’uso di tali vincoli orizzontali e verticali, che possono essere modulati dall’operatore imponendo una percentuale di variabilità che può essere praticamente nulla (nel caso estremo in cui si vuole far prevalere la continuità laterale e verticale) sino a massima (nel caso opposto, in cui ci si aspetta una eterogeneità notevole, determinata da complesse strutture stratigrafiche e tettoniche), è possibile trasferire le informazioni ricavate da un singolo modello 1D a tutti quelli circostanti. Ciò non toglie che la SCI non sia in grado di risolvere strutture complesse, caratterizzate da bruschi passaggi di resistività e faglie (Fig. 5). A ciò concorre senz’altro anche il limitato “*footprint*” (il volume di terreno effettivamente coinvolto dalla propagazione delle correnti indotte) dei sistemi AEM: a differenza di un sondaggio elettrico verticale, ad esempio, il rapporto tra ingombro del sistema di misura e profondità di indagine è decisamente inferiore, per cui si ottiene una migliore “focalizzazione”. Ne consegue che l’assunto 1D, con strati orizzontali piano-paralleli, è spesso più che rispettato.

Esempi di applicazione del metodo AEM in campo idrogeologico

Gli esempi di applicazione del metodo AEM per l’Idrogeologia sono numerosissimi. Nel caso ad esempio dello studio dell’intrusione marina nelle falde costiere, il metodo sfrutta l’elevata conducibilità elettrica del cuneo salino, un target quindi ottimale per i metodi EM. Per citare solo alcuni dei più importanti lavori pubblicati: Fitterman e Deszcz-Pan,

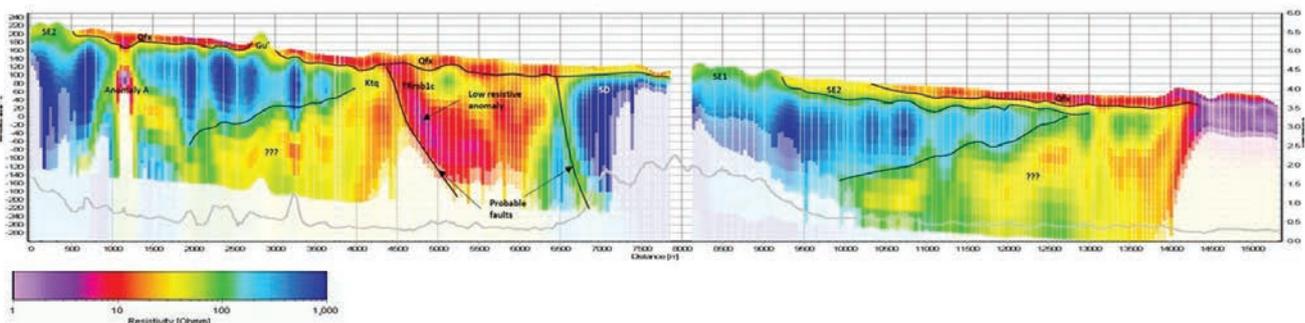


Fig 5 - Sezione verticale di resistività.

Fig 5 - Vertical resistivity section.

1998; Siemon et al., 2004; Smith et al., 2004; Siemon, 2006, Auken et al., 2009, Viezzoli et al., 2010.

È stato inoltre utilizzato per studiare la contaminazione di falde acquifere da parte di acque mineralizzate (Viezzoli et al., 2009; Munday e Fitzpatrick, 2008), l'individuazione di paleovalli acquiferi (Christiansen et al., 2006; Auken et al., 2008; Sapia et al., 2014), sino alla ricerca di corpi idrici sotterranei (Auken et al., 2003; Danielsen et al., 2003; Sattel e Kgothlang, 2004; Baldrige et al., 2007; Christensen et al., 2008; Steuer et al., 2008). Nel caso poi di studi di vulnerabilità delle falde, sono state condotte indagini tramite AEM, per determinare lo spessore della copertura argillosa impermeabile (Rottger et al., 2005).

La figura 6 mostra un tratto di volo di appena 8 secondi, acquisito in Canada. I valori di voltaggio, letti su ciascuno dei gates, sono rappresentati dalle linee di vario colore nel pannello superiore, con i tempi più brevi in alto e quelli più lunghi in basso. Balza agli occhi una marcata correlazione tra voltaggio e quota di volo (rappresentata dalla linea marrone più spessa): la potenza del segnale è inversamente proporzionale all'altezza dell'elicottero dal terreno. Se depurassimo i dati da questo effetto di navigazione, sarebbe difficile riconoscere evidenti anomalie, tanto che un geofisico minerario

troverebbe molto arduo trovare delle indicazioni interessanti su questo profilo. In realtà, procedendo come detto in precedenza, con un processing accurato, è possibile ricostruire, per il medesimo tratto di volo, le complesse strutture idrogeologiche riportate nel pannello inferiore: in primo luogo è possibile risolvere strati a differente resistività, che possono successivamente essere interpretati in chiave idrogeologica, con l'ausilio di informazioni ancillari (stratigrafie, logs da pozzo, analisi chimiche, etc.).

In definitiva è possibile tradurre i semplici valori di voltaggio dei transienti, in vere e proprie strutture idrogeologiche: l'acquifero dolce (*freshwater aquifer*), a 30-40 ohm-m, tra le progressive 4500 e 7500 m, a circa 40 m di profondità; l'acquifero sospeso (*perched aquifer*), a 30 ohm-m, sopra gli scisti impermeabili conduttivi (*shale*) con valori < 10 ohm-m; l'acquifero salino profondo (*deep salty water*), intorno a -150 m, alla progressiva dei 2000-3000 m. Ovviamente questa interpretazione in chiave idrogeologica è frutto di un confronto diretto con le informazioni dirette disponibili (stratigrafie da pozzo, etc.).

Va sottolineato che la possibilità di acquisire informazioni su vasti areali, della stessa scala di un bacino idrografico o idrogeologico, rende il metodo AEM particolarmente vantag-

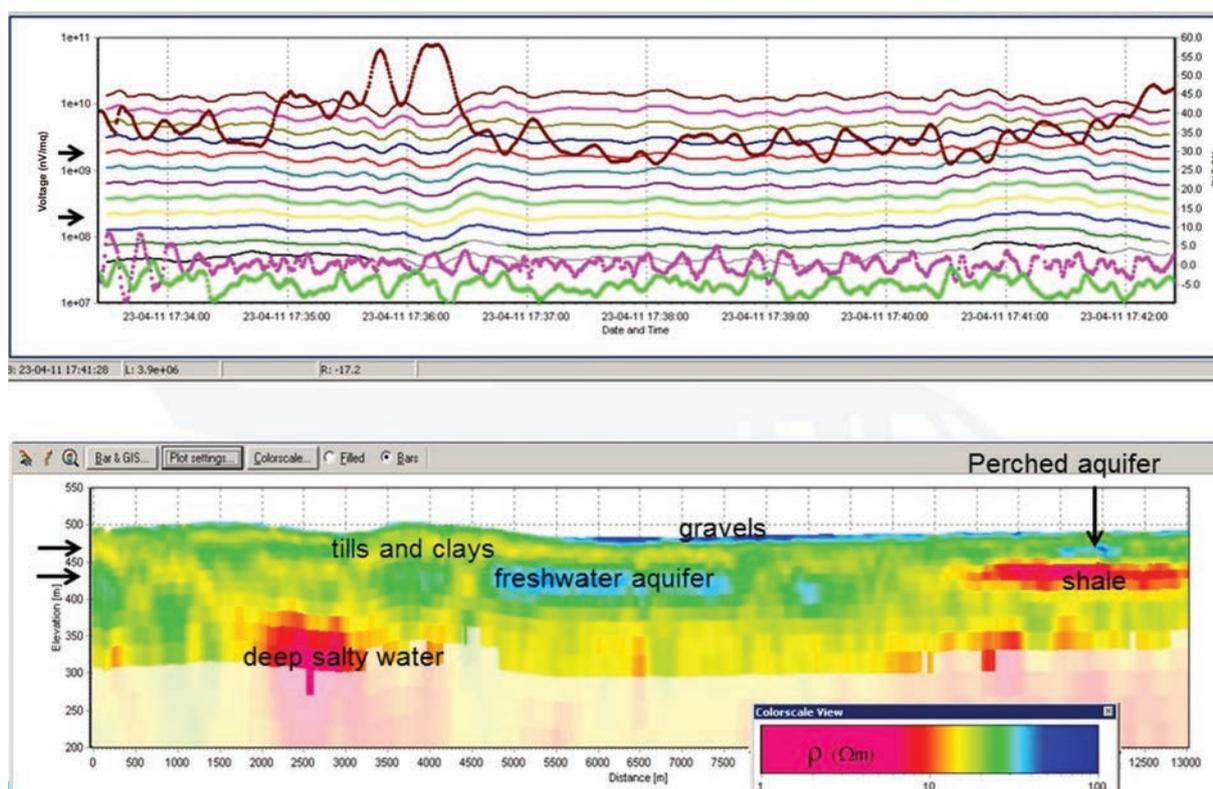


Fig 6 - In alto: Esempio di restituzione dati AEM lungo un tratto di volo di 8 secondi. I valori di voltaggio registrati ai vari gates sono indicati dalle linee di diverso colore. In marrone è indicata l'altezza di volo del sistema (valori indicati nella scala verticale destra). In basso: Sezione verticale di resistività con relativa interpretazione in chiave idrogeologica.

Fig 6 - Top: Example of raw AEM data along a span time flight of 8 seconds. The voltage values recorded at the various gates are shown with different colours. The brown line shows the altitude flight of the helicopter (scale on the right vertical axis).

Bottom: Vertical resistivity section with related hydrogeological interpretation.

gioso per gli studi di bilancio e modello idrogeologico, per la predisposizione di modelli di flusso 3D, per la gestione in genere delle risorse.

Un primo dato che può essere molto utile è rappresentato dalla caratterizzazione degli affioramenti geologici, un'informazione rilevante per ottenere una corretta stima della ricarica delle falde. In figura 7 è riportata una comparazione tra carta geologica e mappa della resistività di superficie, ottenuta mediante prospezione AEM, su un'area della Sicilia, nell'ambito del Progetto Vigor (Santilano et al., 2014): la corrispondenza tra gli affioramenti geologici e le classi di resistività è notevole, con un comportamento decisamente resistivo delle rocce calcareo-dolomitiche (*limestone and dolostone*), mentre le formazioni argillose e marnose (*clays and marls*) sono caratterizzate da minore resistività. Si noti anche l'ottima risoluzione dei terrazzi marini più ad Est (*Pleistocene grainstone*), caratterizzati da elevati valori di resistività.

Ovviamente si tratta di un risultato che riveste particolare importanza in aree poco o nulla conosciute, delle quali non si dispone di rilevamenti geologici di dettaglio. In tal caso, questo grado di precisione è stato reso possibile grazie all'utilizzo di un sistema AEM molto avanzato (*SkyTEM*), così come di un accurato *processing*, tale da poter utilizzare anche i primissimi *gates*, relativi a tempi di acquisizione di pochi microsecondi.

La possibilità di migliorare le informazioni idrogeologiche è rappresentata dalla figura 8 che mostra, nel pannello superiore, una sezione idrogeologica costruita sulla base di appena 5 pozzi, lungo un profilo lungo oltre 20 Km. Ovviamente gli idrogeologi non hanno potuto far nient'altro che interpolare i vari contatti idrogeologici, disponendo di informazioni molto limitate dal punto di vista spaziale. Ci troviamo in Canada, in presenza di acquiferi di natura ghiaioso-sabbiosa (strati arancio), ospitati in paleovalli incise nel substrato scistoso im-

permeabile (strati celesti), per opera degli antichi ghiacciai. Gli strati verdi rappresentano invece le formazioni moreniche meno permeabili (till).

Il pannello inferiore mostra una sezione verticale di resistività, ricavata da una prospezione AEM, coincidente con la suddetta sezione idrogeologica. In questo caso i colori denotano le varie classi di resistività, con i toni blu che indicano le zone più conduttive, ed in magenta quelle più resistive. Sulla medesima sono stati riportati alcuni elementi di importanza idrogeologica, ricavati dai pozzi della sezione idrogeologica: il tetto ed il letto dell'acquifero ghiaioso-sabbioso (linee arancio) ed il tetto degli scisti (linee celesti). È evidente l'ottima risoluzione innanzitutto dell'acquifero, caratterizzato da resistività di oltre 100 ohm-m. Anche il substrato impermeabile scistoso è ben risolto, essendo caratterizzato da valori di 6-8 ohm-m. Si tratta di due informazioni estremamente utili dal punto di vista idrogeologico, di importanza cruciale per una corretta pianificazione di nuovi pozzi produttivi. Un altro risultato tutt'altro che trascurabile, è il miglioramento delle conoscenze idrogeologiche tra un pozzo e l'altro, dove le informazioni esistenti erano nulle: si noti come la geometria dell'acquifero rilevata dall'AEM sia molto differente da quella ipotizzabile solamente sulla scorta dei dati da pozzo; in particolare si mette in luce una maggiore estensione della struttura acquifera tra le progressive 6000 e 12000 m, e tra 14000 e 20000 m, dove è possibile rilevare un nuovo corpo resistivo, del tutto ignorato dalla sezione idrogeologica.

Queste informazioni possono poi essere tradotte in pianta, per cui si possono definire meglio strutture del tutto ignote, nel caso di disponga solo di pochi pozzi. Nel caso della figura 9 viene messa a confronto una mappa del substrato scistoso impermeabile, sempre in Canada, ricavata sulla base dei pozzi esistenti (a sinistra), con quella ottenuta da una prospezione AEM (a destra): è evidente che la valle sepolta (dove si

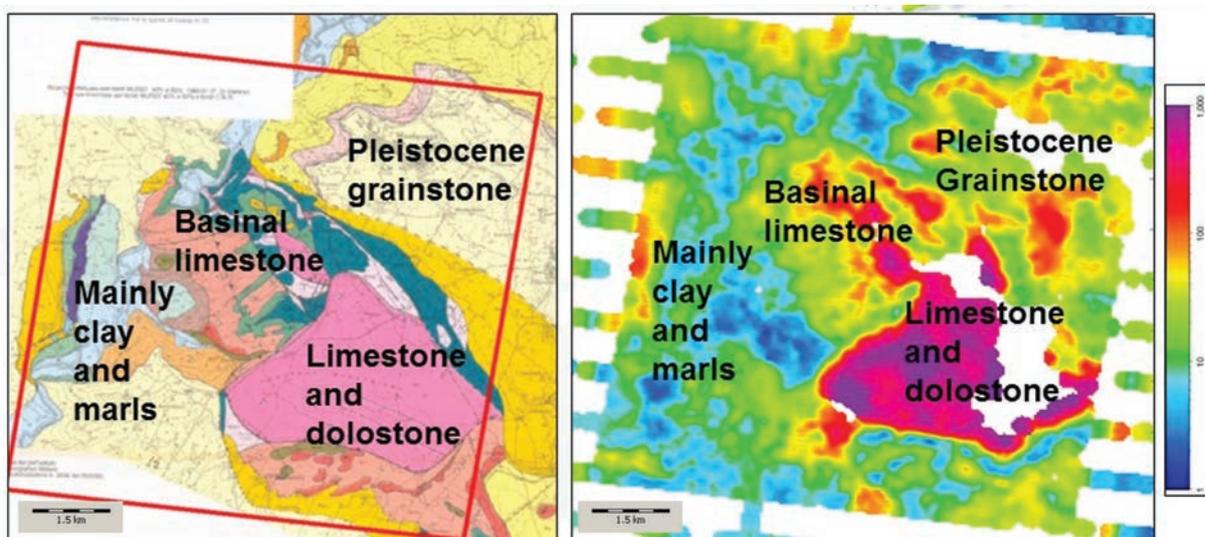


Fig 7 - Confronto tra Carta Geologica (a sinistra) e Mappa di resistività ricavata da dati AEM (a destra). (Progetto VIGOR).

Fig 7 - Comparison between the Geological map (left) and the Resistivity map of the shallower layers drawn from AEM data (right). (VIGOR Project).

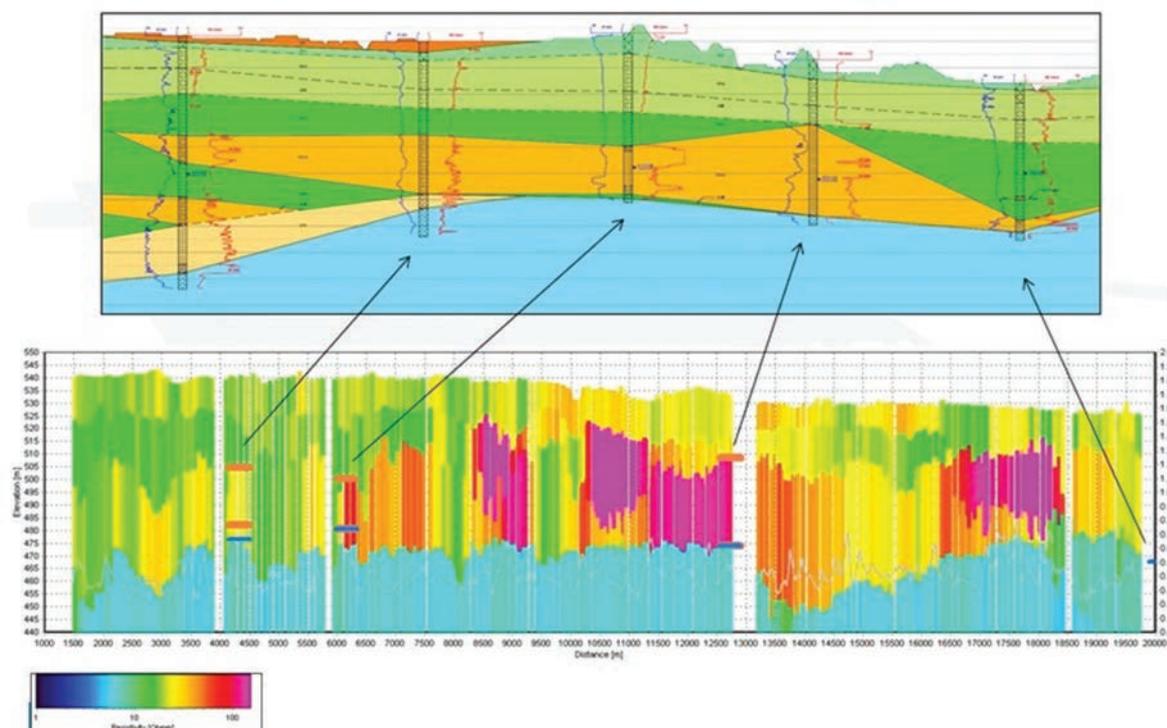


Fig 8 - In alto: Sezione idrogeologica costruita sulla base di stratigrafie da pozzo e relativa sezione verticale di resistività (in basso).

Fig 8 - Top: Hydrogeological section based on the boreholes stratigraphic data and related vertical resistivity section (bottom).

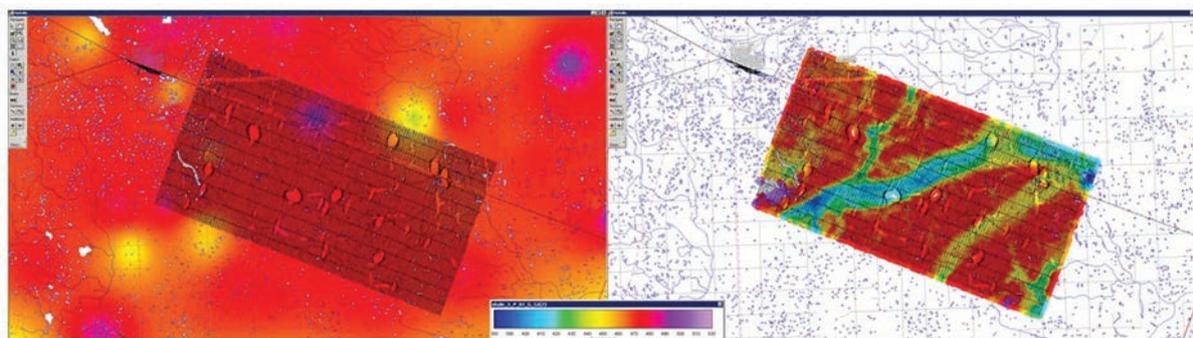


Fig 9 - Tetto del substrato scistoso ricavato da pozzi (a sinistra) e da prospezione AEM (a destra).

Fig 9 - Top of the shale bedrock deduced by boreholes (left) and by AEM prospecting (right).

raggiungono quote assolute di 390-420 m s.l.m., era sinora sfuggita agli idrogeologi. Praticamente tutti i pozzi esistenti sono stati ubicati in aree di “alto strutturale”, dove gli scisti si trovano a più di 460 m s.l.m., e quindi in una situazione tutt’altro che ottimale dal punto di vista idrogeologico.

Nell’ambito dello studio dei rapporti tra falde costiere e intrusione marina, si riporta un caso di applicazione lungo la costa belga. L’insero a sinistra della figura 10 mostra una visione 3D dall’interno dell’acquifero salino, il cui tetto e letto sono definiti dalle superfici rispettivamente azzurre e arancio: nel primo caso si tratta dell’interfaccia con il sovrastante acquifero dolce, coincidente con l’isoresistiva dei 6 ohm-m, mentre la seconda superficie si riferisce al substrato argilloso impermeabile. I modelli 1D dei singoli sondaggi TEM sono

rappresentati dai cilindri, costituiti da una serie di strati aventi colori differenti in funzione della loro resistività (i valori più bassi virano verso il rosso-viola, mentre i più alti verso il blu). E’ questo il risultato di una inversione “multistrato”, in grado di rilevare variazioni contenute di resistività.

A destra della medesima figura, è mostrata una sezione verticale di resistività, dove è stata riportata l’interfaccia acqua dolce-salina (tratto grigio), così come ricavata dai dati AEM, e quella estrapolata da dati idrogeologici e da geofisica a terra (De Brueck), in condizioni di minore e massima oscillazione. E’ evidente il maggior grado di dettaglio della superficie ricavata dalla prospezione AEM, che mostra una geometria decisamente più articolata, influenzata dalle condizioni stratigrafiche locali.

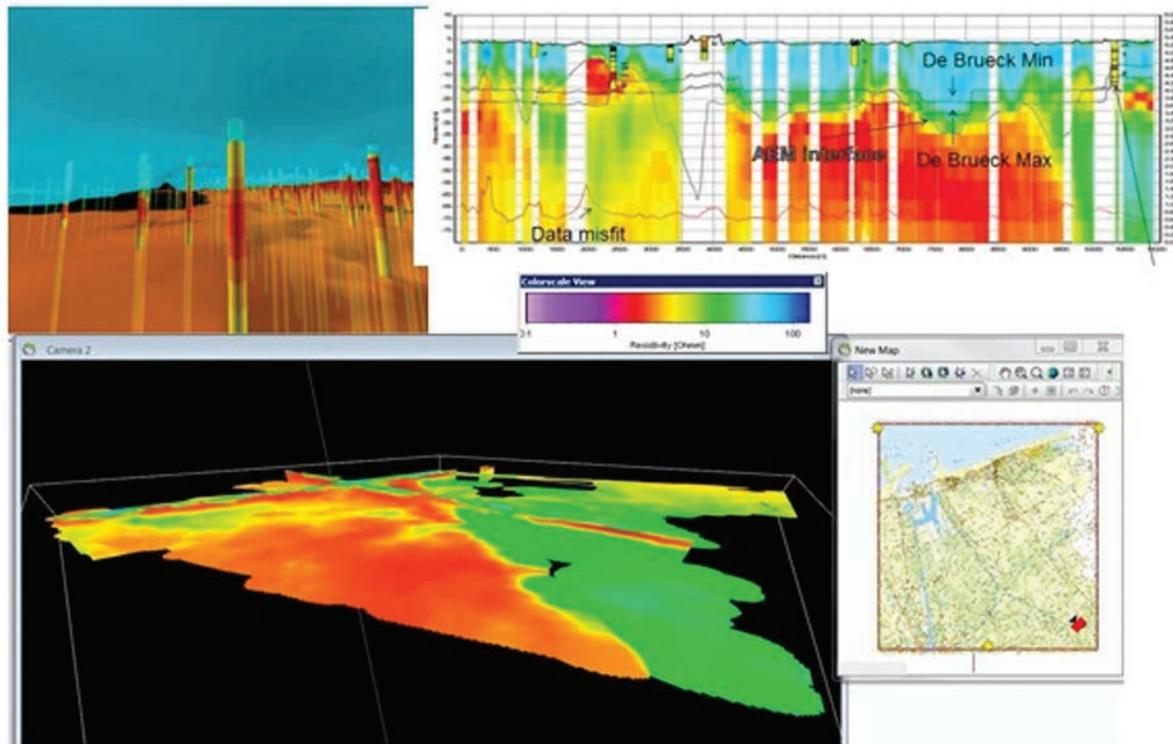


Fig 10 - In alto a sinistra: visione 3D dell'interfaccia acqua dolce-acqua salata (in azzurro) e tetto del substrato argilloso (in arancio). I cilindri mostrano i singoli modelli 1D ricavati dall'AEM. In alto a destra: sezione verticale di resistività con indicata l'interfaccia acqua dolce-salata, evidenziata dall'AEM e quelle ricavate in passato. In basso: visione 3D da Sud-Est della zona costiera.

Fig 10 - *Top left*: 3D view of the fresh-salt water interface (blue) and of the top of clay substratum (orange). The cylinders represent the single 1D models derived from the AEM data. *Top right*: vertical resistivity section with the fresh-salt water interface, as detected by AEM and by past prospects. *Bottom*: 3D view of the coastal area from South-East.

La figura in basso mostra una visione 3D, da Sud-Est, dell'area di indagine (la fotocamera rossa nel riquadro a destra, mostra l'angolo di visuale). Essa mette in risalto le argille di base conduttive (rosso-arancio), prevalenti ad Ovest, mentre ad Est si riconosce una struttura più resistiva (in verde), dove le acque dolci hanno avuto modo di saturare un'ampia paleovalle.

Va sottolineata infine la possibilità di utilizzare informazioni apriori, ad esempio, stratigrafie e logs da pozzo, così come altre informazioni derivanti da metodi geofisici alternativi, per migliorare il modello geofisico, limitando al minimo le incertezze insite in qualsiasi tipo di inversione. In realtà queste informazioni apriori possono essere introdotte nell'inversione, trattandole né più né meno come un ulteriore dataset (al pari di un dato geofisico), caratterizzato anch'esso da un certo grado di incertezza e da un certo margine di applicabilità. Si pensi ad esempio ad una stratigrafia di un pozzo: la posizione dei vari contatti può essere accettata con un margine di errore molto basso, mentre il raggio di influenza di tale informazione non può andare oltre i 100-200 m (sempre tenuto conto fra l'altro del setting geologico-stratigrafico locale).

La figura 11 (tratta da Sapia et al., 2014) mostra come l'utilizzo di un dato ottenuto dalla sismica a riflessione (la geometria del *bedrock*) possa migliorare notevolmente il modello di resistività ottenuto da una prospezione AEM: in a) è riportata la sezione verticale di resistività originaria, ottenuta cioè senza utilizzare alcuna informazione apriori; l'accordo tra tetto del conduttivo profondo (*bedrock* scistoso) e strato riflettente è

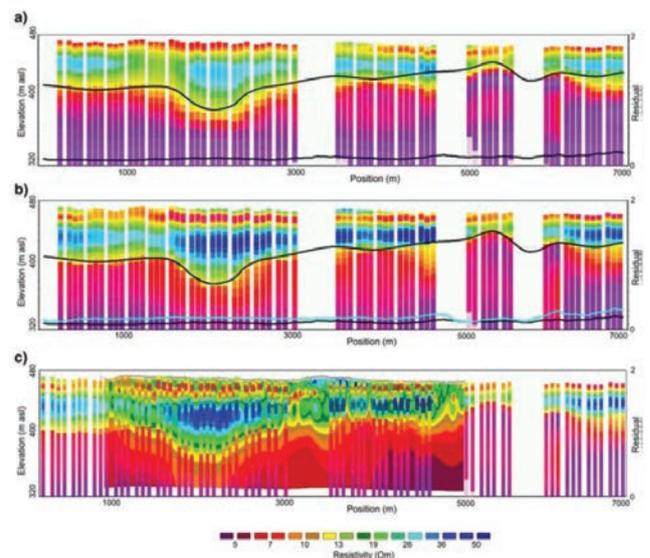


Fig 11 - Esempio di applicazione di informazioni apriori: a) sezione verticale di resistività ottenuta dall'AEM senza uso di informazioni apriori; b) risultato dell'utilizzo della superficie ottenuta dalla sismica a riflessione, come informazione apriori; c) confronto con una sezione ERT (Sapia et al., 2014).

Fig 11 - *Example of application of a priori information*: a) vertical resistivity section deduced by AEM without any a priori information; b) result achieved after the use of the surface detected by reflection seismic, as a priori info; c) comparison with a ERT section (Sapia et al., 2014).

più che accettabile. In b) invece è stata utilizzata la geometria del *bedrock* come dato di *input*, in modo da vincolare in parte l'inversione. A fronte di un lieve aumento del *misfit* (l'errore percentuale tra dati di campagna e modello), visibile dallo scostamento tra la linea celeste e quella nera nella parte inferiore della sezione (con relativa scala di valori riportata sull'asse destro delle ordinate), si ha una migliore corrispondenza tra modello ricavato dall'AEM e dall'ERT, sovrapposti in c). E' evidente ad esempio la miglior risoluzione dello strato più resistivo superficiale, del tutto ignorato dal modello originario a), oltre alla migliore definizione della resistività dell'acquifero, quantomeno su valori più vicini a quelli rilevati dall'ERT.

Conclusioni

Gli esempi di applicazione del metodo AEM dimostrano che tale tecnologia è ormai matura per essere utilizzata in campo idrogeologico. Può essere infatti quantomai utile per migliorare le conoscenze idrogeologiche, colmando le lacune insite nella scarsa densità delle informazioni di tipo diretto, derivanti principalmente da pozzi. La possibilità poi di poter indagare in tempi rapidi e con costi relativamente modesti, aree molto grandi, di dimensioni chilometriche, rende la tecnica decisamente vantaggiosa per la messa a punto di modelli e bilanci idrogeologici.

Il principale limite del metodo è che non può essere utilizzato all'interno di aree densamente urbanizzate e che non è conveniente nel caso di aree di indagine di modeste dimensioni.

Va sottolineato che i risultati sono in tutto e per tutto confrontabili con quelli conseguibili con le classiche prospezioni "a terra" (ERT, SEV e TEM), a patto che si faccia ricorso a strumenti dotati di elevata performance e ad accurate procedure di processing e inversione dei dati. Un settore di sicuro interesse, sarà quello prettamente "idrogeofisico", dove si tenta di correlare direttamente i parametri geofisici con quelli idrogeologici (ad es. correlazione resistenza trasversale-trasmissività idraulica). In tale ambito, è sempre più frequente l'uso congiunto di altre tecniche geofisiche (una fra tutte la Risonanza magnetica nucleare), che possono contribuire a migliorare le conoscenze idrogeologiche del sottosuolo.

BIBLIOGRAFIA

- Auken E., Christiansen A.V., Westergaard J.H., Kirkegaard C., Foged N., Viezzoli A. (2009). An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system. *Exploration Geophysics* 40: 184-192.
- Auken E., Jorgensen F., Soerensen K.I. (2003). Large-scale TEM investigation for groundwater. *Exploration Geophysics* 33: 188-194.
- Auken E., Christiansen A.V., Jacobsen L.H., Soerensen K.I. (2008). A resolution study of buried valleys using laterally constrained inversion of TEM data. *Journal of Applied Geophysics* 65: 10-20.
- Auken E., Violette S., D'Ozouville N., Deffontaines B., Soerensen K.I., Viezzoli A., De Marsily G. (2009). An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic: Application in the Galapagos Archipelago. *Geoscience* 341: 899-907.
- Baldrige W.S., Cole G.L., Robinson B.A., Jiracek G.R. (2007). Application of time-domain airborne electromagnetic induction to hydrogeologic investigations on the Pajarito Plateau, New Mexico, USA. *Geophysics* 72: B31-B45.
- Christiansen A.V., Auken E., Soerensen K.I. (2006). The transient electromagnetic method – Airborne TEM. In: *Groundwater Geophysics – A Tool for Hydrogeology* (ed. R. Kirsch) 209-225, Springer.
- Christensen N.B., Halkjaer M., Soerensen K.I. (2008). Mineral and groundwater exploration with the SkyTEM system. *Proceedings of the 5th International Conference on Airborne Electromagnetics (AEM2008)*, 28-30 May 2008, Haikko Manor, Finland.
- Danielsen J.E., Auken E., Jorgensen F., Sondergaard V.H., Soerensen K.I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics* 53: 181-198.
- Fitterman D.V., Deszcz-Pan M. (1998). helicopter EM mapping of salt-water intrusion in Everglades National Park, Florida. *Exploration Geophysics* 29: 240-243.
- Moeller I., Sondergaard V.H., Jorgensen F., Auken E., Christiansen A.V. (2009). Integrated management and utilization of hydrogeophysical data on a national scale. *Near Surface Geophysics* 7: 647-659.
- Munday T., Fitzpatrick A. (2008). The targeted application of AEM for salinity mapping, interception and disposal: An illustration of the multifarious role of helicopter EM data in environmental management across the Murray Basin of Southeast Australia. *Proceedings of the 5th International Conference on Airborne Electromagnetics (AEM2008)*, 28-30 May 2008, Haikko Manor, Finland.
- Munkholm M.S., Auken E. (1996). Electromagnetic noise contamination on transient electromagnetic soundings in culturally disturbed environments. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 1:119-127.
- Rottger B., Kirsch R., Friborg R., Scheer W., Thomsen S., Vo W. (2005). Multifrequency airborne EM survey – A tool for aquifer vulnerability mapping. In: *Near-Surface Geophysics* (ed. K.W. Butler), 643-651, SEG.
- Santilano A., Manzella A., Donato A., Montanari D., Gola G., Di Sipio E., Destro E., Giaretta A., Galgaro A., Teza G., Viezzoli A., Menghini A. (2014). Shallow geothermal exploration by means of SkyTEM electrical resistivity data: an application in Sicily (Italy). *Engineering Geology for Society and Territory* (ed. Lollino), Vol. 1: 363-367. Springer.
- Sapia V., Oldenborger G., Viezzoli A., Marchetti M. (2014). Incorporating ancillary data into the inversion of airborne time-domain electromagnetic data for hydrogeological applications. *Journal of Applied Geophysics* 104: 35-43.
- Sattel D., Kgotlhang L. (2004). Groundwater exploration with AEM in the Boteti area, Botswana. *Exploration Geophysics* 35: 147-156.

- Siemon B., Eberle D.G., Binot F. (2004). Helicopter-borne electromagnetic investigation of coastal aquifers in North-West Germany. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* 32: 385-395.
- Siemon B. (2006). Electromagnetic methods – frequency domain: Airborne techniques. In: *Groundwater Geophysics – A Tool for Hydrogeology* (ed. R. Kirsch) 155-170, Springer.
- Siemon B., Christiansen A.V., Auken E. (2009). A review of helicopter-borne electromagnetic methods for groundwater exploration. *Near Surface Geophysics* 7: 629-646.
- Smith R.S., O'Connell M.D., Poulsen L.H. (2004). Using airborne electromagnetic surveys to investigate the hydrogeology of an area near Nyborg, Denmark. *Near Surface Geophysics*, 3: 123-130.
- Soerensen K.I., Auken E. (2004). A new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Exploration Geophysics* 35: 191-199.
- Steuer A., Siemon B., Eberle D. (2008). Airborne and ground-based electromagnetic investigations of the fresh-water potential in the tsunami-hit area Sigli, northern Sumatra. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* 13: 39-48.
- Thomsen R., Sondergaard V., Klee, P. (2013). Greater water security with groundwater - Groundwater mapping and sustainable groundwater management. The Rethink Water Network and Danish Water Forum white papers, Copenhagen. Disponibile su www.rethinkwater.dk
- Viezzoli A., Christiansen A.V., Auken E., Soerensen K.I. (2008). Quasi-3D modelling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. *Geophysics* 73: F105-F113.
- Viezzoli A., Auken E., Munday T. (2009). Spatially constrained inversion for quasi 3D modelling of airborne electromagnetic data – an application for environmental assessment in the Lower Murray Region of South Australia. *Exploration Geophysics* 40: 173-183.
- Viezzoli A., Tosi L., Teatini P., Silvestri S. (2010). Surface water-groundwater exchange in transitional coastal environments by airborne electromagnetics: The Venice Lagoon example. *Geophysical Research Letters* 37: L01402.
- Ward S.H., Hohmann G.W. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, vol.1 (ed. M.N. Nabighian), 131-311, SEG publication.