

ISSN 1826-1256

Giornale di Geologia Applicata

Volume 10 - Anno 2008



Rivista dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Giornale di Geologia Applicata

Volume 10 - Anno 2008

Rivista dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Direttore

Cesare Roda, Università di Udine

Comitato Editoriale

Il Consiglio Direttivo dell'AIGA

Claudio Cherubini, Presidente (Bari Politecnico)	(Benevento)
Giovanni Pietro Beretta (Milano)	Alberto Prestininzi (Roma "La Sapienza")
Francesca Bozzano (Roma "La Sapienza")	Mario Luigi Rainone, Tesoriere (Chieti)
Andrea Camillo Cancelli (Milano Bicocca)	Cesare Roda (Udine)
Luigi Carmignani (Siena)	Roberto W. Romeo, Cons. Presidenza (Urbino)
Pietro Bruno Celico (Napoli)	Sergio Rusi (Chieti)
Corrado Cencetti, Segretario (Perugia)	Gabriele Scarascia Mugnozza (Roma "La Sapienza")
Gianfranco Ciancetti, Cons. Presidenza (Pavia)	Nicola Sciarra (Chieti)
Uberto Crescenti (Chieti)	Paolo Tacconi (Perugia)
Mario Del Prete (Potenza)	Roccaldo Tinelli (Bari Politecnico)
Walter Dragoni, Vicepresidente (Perugia)	
Francesco Maria Guadagno, Cons. Presidenza	

Segretaria di redazione

Grazia Martelli, Università di Udine

Obiettivi del Giornale di Geologia Applicata

Il Giornale ha lo scopo di pubblicare ricerche originali, descrizione di casi, rassegne sullo stato dell'arte nel campo della Geologia applicata, intesa nel senso più ampio del termine. Sono inclusi in questa espressione gli studi geologici che hanno rilevanza per l'Ingegneria civile, per la gestione del territorio, per lo sfruttamento delle risorse e per lo sviluppo della sicurezza ambientale. Sono considerati per la pubblicazione anche studi metodologici e rassegne sullo stato dell'arte su specifici problemi. L'obiettivo è quello di contribuire allo sviluppo della Geologia come professione.

© **2008 AIGA**. Tutti i diritti sono riservati all'AIGA. Sono autorizzate fotocopie per uso individuale; è autorizzata la riproduzione di parti del volume per uso didattico o scientifico, purché sia citata la fonte. Per ogni altro uso è necessaria l'autorizzazione dell'AIGA.

Il Giornale di Geologia Applicata è un periodico dell'AIGA, Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale, registrato presso il Tribunale di Udine in data 27.03.2006 al numero 10/2006.

Indirizzo della redazione: Prof. Grazia Martelli, Dipartimento di Georisorse e Territorio, Via Cotonificio, 114, 33100 Udine. e-mail: giornale@geoitalia.org.

I singoli Autori sono responsabili delle opinioni espresse negli articoli. L'AIGA e gli Autori non si assumono nessuna responsabilità per eventuali danni a persone o cose derivanti dalla utilizzazione di idee, osservazioni o metodi riportati negli articoli del Giornale di Geologia Applicata.

In copertina Flysch di Ventimiglia con immersione verso ESE, affiorante alla base del versante orientale del M. Magliocca. E' evidenziata la significativa componente pelitica. Si veda l'articolo a pagina 31.

Giornale di Geologia Applicata

Volume 10 - Anno 2008

- 3 **Valutazione dei flussi idrici tra acquifero superficiale e acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua: il caso della Pianura Piemontese**
Menegon A., De Luca D. A.
- 13 **Lineamenti geomorfologici, sedimentologici e dinamica del tratto di costa compreso tra Crotone e Le Castella (Calabria jonica)**
letto F., Critelli S., Federico M.
- 31 **Ricostruzione dell'evoluzione di una complessa deformazione di versante presso Ventimiglia (Liguria di Ponente)**
Carobene L., Cevasco A.
- 51 **Pumping water wells near large surface water bodies**
Lucio Di Matteo, Walter Dragoni, Claudio Bonavenia
- 59 **Prove geotecniche in situ su rifiuti speciali non pericolosi smaltiti in discarica: risultati, potenzialità e limiti**
Cevasco A., Maifredi P., Poli P., Carieri G.
- 69 **Confronto di procedure per la determinazione del limite di ritiro su terreni argillosi umbri**
Prosperini N., Cambi C., Vinti G., Pieroni E.
- 77 **Preliminary remarks on the age of groundwater of the Friuli plain multilayer aquifer**
Martelli G., Granati C.
- 83 **Indici**

Errata corrige

La Tabella 5 di pagina 101 del volume 6 contiene errori materiali introdotti corso del processo di composizione. Qui sotto viene riportata la tabella corretta.

Pozzi	Profondità (m dal pc)	Analisi			Età grezze (anni)	Età derivanti dall'applicazione di diversi modelli di correzione dell'attività iniziale A_0 (anni)	
		$A^{14}C$ (pcm)	Errore	$d^{13}C$ (‰)		Ingerson & Pearson (1964)	Mook (1880)
15MRN	360	9.6	0.3	- 10.80	19373	14000	18000
21LGN	500	2.2	0.2	-7.10	31553	23000	28000
24LTS	525	15.1	0.4	- 10.00	15629	10000	14000

Valutazione dei flussi idrici tra acquifero superficiale e acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua: il caso della Pianura Piemontese

Alan Menegon, Domenico Antonio De Luca

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino. alan.menegon@unito.it, domenico.deluca@unito.it

Evaluation of water flow between upper and lower aquifer through water wells: the case of Piedmont's Plain

ABSTRACT: In alluvial plains, groundwater is located in a system of superposed aquifers, separated by low-permeable formations (aquitards). The upper aquifer is nowadays polluted by many contaminant species. The presence of multiaquifer wells and abandoned or damaged wells can be a hazard for water resources not yet reached by contamination. The flow between upper and lower aquifer has been evaluated with two analytical solutions and a numerical finite differences solution, and the comparison of the results shows that, using average parameters for the upper Po Plain, the flow for a single well can be of about 250 m³/day. In presence of a downward hydraulic gradient, inactive and damaged wells allow a consistent flux of shallow polluted water towards deep uncontaminated water. Considering the existence, in Piedmont's Po Plain, of about 15.000 water wells that could be, even if only potentially, a way of contamination of clean deep aquifers, this precious resource is in danger.

Key terms: Groundwater, Aquifers, Flow, Multiaquifer wells

Termini chiave: Acque sotterranee, Acquiferi, Flusso, Pozzi multifalda

Riassunto

Le acque sotterranee che saturano il sottosuolo dei territori di pianura sono in genere ospitate in una serie di acquiferi sovrapposti, separati da livelli fini (limi – argille) a bassa permeabilità (*aquitards*). L'acquifero superficiale, falda freatica, con particolare riferimento al territorio della Pianura Padana, è più vulnerabile alle contaminazioni provenienti dalla superficie, poiché non è protetto da livelli a bassa permeabilità ed è in diretta connessione con il reticolo idrografico superficiale, la cui qualità è altresì scadente.

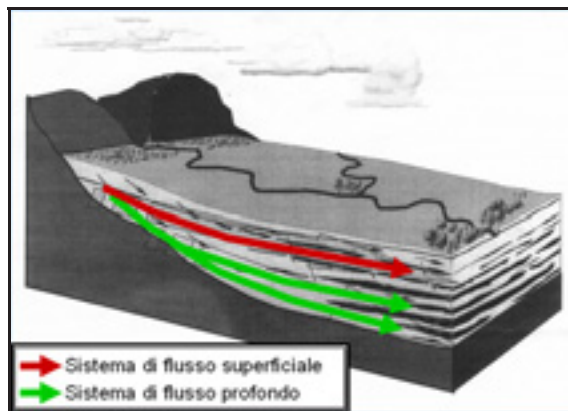


Figura 1 - Schema della circolazione idrica sotterranea nella parte alta della pianura piemontese.

Figure 1 - Sketch of groundwater flow in the upper Piedmont's Po Plain.

Gli acquiferi profondi sono invece naturalmente protette dagli inquinanti presenti nella falda freatica, e pertanto sono una risorsa preziosa per l'uomo: si tratta di una riserva di acqua di grande qualità e quantità, ottima per l'uso idropotabile, al quale sono peraltro riservate dalla legislazione italiana (D. lgs. 152/06).

La qualità delle falde idriche profonde deve essere quindi preservata, mentre va migliorata gradualmente quella della falda superficiale. Per ottenere questo scopo è di fondamentale importanza preservare la separazione tra acquifero superficiale e acquiferi profondi, evitando la costruzione di opere che permettano un passaggio di acqua tra la falda libera e quelle profonde, generalmente confinate. Questa evenienza comporterebbe inevitabilmente la migrazione, assieme all'acqua, di numerosi contaminanti che si trovano negli acquiferi superficiali: si tratta soprattutto di nitrati, pesticidi, diserbanti e solventi clorurati.

Le opere che potrebbero rappresentare una via di comunicazione tra acquiferi diversi sono molteplici: pozzi d'acqua, sondaggi geognostici, pozzi di monitoraggio, pozzi di ricarica, piezometri, pozzi di bonifica, pozzi petroliferi, laghi di cava, perfori eseguiti a vari scopi.

Questo lavoro è stato presentato al Convegno dei Giovani Ricercatori di Geologia Applicata, Venezia 14-15 giugno 2007, e pertanto avrebbe dovuto essere stampato sul volume 8 del Giornale di Geologia Applicata, cosa che non è avvenuta per un disguido redazionale.

In alcuni casi queste opere si spingono a notevoli profondità, ponendo una serie di problematiche nel caso in cui intercettino sia la falda libera che una o più falde confinate e nel caso dei pozzi che, abbandonati, vengano usati come pozzi perdenti.

I pozzi multifalda, per esempio, essendo caratterizzati da tratti filtrati sia in falda superficiale, sia in falda profonda, costituiscono una via di comunicazione diretta tra falde diverse; i problemi che derivano da questa situazione sono essenzialmente due:

- mescolamento tra acque di diversa qualità
- possibili vie di contaminazione verso gli acquiferi profondi

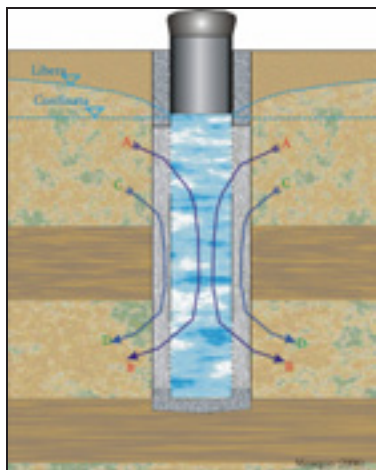


Figura 2 - Vie di contaminazione della falda profonda tramite un pozzo multifalda.

Figure 2 – Contamination paths of a deep aquifer through a multiaquifer well.

In presenza di un carico idraulico maggiore in falda superficiale rispetto a quelle profonde si produce un flusso diretto verso queste ultime col rischio di una loro contaminazione. Il caso contrario provoca un inutile depauperamento.

Nel caso in cui un pozzo profondo sia abbandonato o deteriorato in modo tale da non garantire più l'isolamento idraulico della colonna o del dreno, o se si ha un dreno continuo lungo tutta la colonna del pozzo, senza cementazioni intermedie nell'intercapedine tra colonna e parete del foro, possono verificarsi gli stessi inconvenienti; problemi di commistione tra le falde idriche profonde e altre falde di minore qualità possono riguardare non solo apporti dagli acquiferi superficiali inquinati, ma anche dagli acquiferi profondi di acqua salina, che nella Pianura Padana si trovano, a profondità variabili, al di sotto degli acquiferi dolci.

Una valutazione dell'entità dei flussi tra acquifero superficiale e acquiferi profondi attraverso pozzi per acqua è preliminare ad una valutazione dei flussi a scala regionale, per evidenziare o meno se le risorse idriche profonde siano in pericolo.

Il problema è di assoluta attualità, vista anche l'attuale crisi idrica; infatti nelle aree di pianura si ricorre allo sfruttamento degli acquiferi profondi per l'approvvigionamento idrico a uso idropotabile. Questa risorsa è caratterizzata dalla disponibilità di grandi quantità di acqua di ottima qualità, di facile accesso con pozzi profondi. Altre fonti di approvvigionamento sono spesso meno economiche, o più costose, o di qualità chimico – fisiche e organolettiche inferiori.

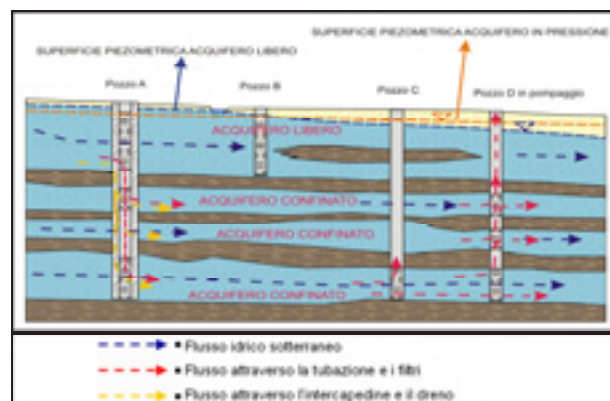


Figura 3 - Ruolo dei pozzi multifalda nei flussi idrici tra acquiferi superficiali e profondi. In presenza di un gradiente verso il basso, si ha il passaggio di acque di bassa qualità dalla falda superficiale a quelle profonde, sia attraverso la colonna-pozzo, sia attraverso l'intercapedine o il dreno; in presenza di un gradiente verso l'alto, invece, si ha un depauperamento di acque di ottima qualità (falde profonde): esse si mescolano infatti con acque di falde superficiali spesso compromesse.

Figure 3 – Role of multiaquifer wells in water flow between upper and lower aquifers. Under a downward flow rate, there is a flow of poor quality water from the upper aquifer to the confined aquifer, either through casing or annulus; otherwise, under an upward gradient, there is a waste of very good quality water (lower aquifer): there is a mixing with the upper aquifer's contaminated water.

In Piemonte sono presenti quasi 200.000 pozzi, per vari usi. Da un'analisi a campione risulta che il 35% dei pozzi intercetta potenzialmente la falda profonda: potenzialmente si potrebbe creare una connessione tra acquifero superficiale e acquiferi profondi. In realtà, solo una ridotta percentuale di tutti questi pozzi profondi mette sicuramente in comunicazione l'acquifero superficiale e uno o più acquiferi profondi: solo il 9 % dei pozzi profondi del campione considerato è un pozzo multifalda con filtri in falda superficiale e profonda. A ciò vanno aggiunte altre situazioni di criticità (dreno continuo, pozzi deteriorati,...): è difficile fare una valutazione precisa, ma, in base ai dati raccolti, pare ragionevole indicare come potenzialmente critici circa il 7 % di tutti i pozzi piemontesi. In condizioni di carico idraulico medie per la Pianura Piemontese, il flusso di un singolo pozzo inattivo si può valutare, in media, in 250 m³/giorno. Questo valore è già significativo come

potenziale vettore di contaminazione per gli acquiferi profondi. Considerando che in Piemonte ci sono circa 15.000 pozzi potenzialmente critici, le risorse idriche profonde corrono il rischio di essere compromesse, in assenza di contromisure.

Per valutare i flussi idrici tra falde diverse si è ipotizzato un sistema fisico costituito da un acquifero superficiale, un *aquitard* e un acquifero profondo (confinato). In questo sistema si colloca un pozzo multifalda. Per quantificare il flusso attraverso un pozzo sono stati usati due approcci. Il primo, di tipo analitico, ha utilizzato due metodi, uno si basa su un adattamento del metodo di Thiem, e l'altro dove si ipotizza una colonna – pozzo ad alta conducibilità. Il secondo approccio è di tipo numerico, mediante il codice di calcolo MODFLOW. Inoltre è stato valutato il flusso idrico attraverso l'intercapedine tra la colonna – pozzo e la parete esterna del foro, considerando un dreno continuo su tutta la colonna. Dal confronto tra i metodi utilizzati è emerso che l'ordine di grandezza dei flussi in pozzo è di 10^2 m³/giorno, mentre il flusso attraverso il dreno è dell'ordine dei m³/giorno.

Stima a scala regionale dell'entità dei flussi potenziali tra acquiferi diversi attraverso i pozzi: il caso del Piemonte

In Piemonte esistono circa 200.000 pozzi, per vari usi (potabile, domestico, industriale, agricolo,...). In Figura 4 è riportato un istogramma che mette in relazione il n° di pozzi e la profondità.

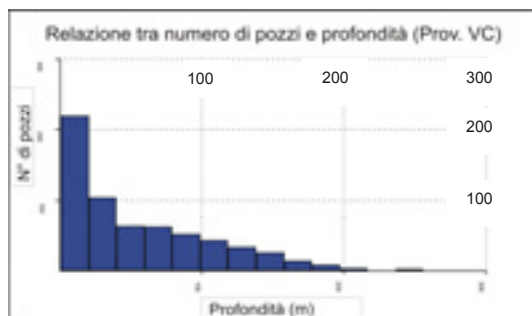


Figura 4 - L'istogramma mostra la relazione tra numero di pozzi e loro profondità in Provincia di Vercelli: anche se molte perforazioni sono di profondità inferiore a 20 m di profondità, si nota che la maggior parte dei pozzi raggiunge i 50 m, quota a cui, in media, si ha il limite tra acquifero superficiale e acquiferi profondi.

Figure 4 – The histogram shows the relationship between number of wells and depth in Vercelli's Province: even if many wells are less than 20 m deep, the main part of these wells reaches the depth of 50 m, where the lower aquifer occurs (on the average).

Da un'analisi eseguita su un campione di pozzi per uso idropotabile è emerso che circa il 35% sono pozzi profondi; di questi pozzi, il 9 % è un pozzo multifalda

con filtri sia in falda superficiale, sia in falda profonda; a questa situazione di sicura intercomunicazione tra acquiferi diversi vanno aggiunte altre situazioni di criticità, spesso meno chiare ma non meno problematiche. Vi è infatti la presenza di pozzi per uso agricolo, industriale, o antincendio, che spesso presentano caratteristiche costruttive di bassa qualità (come per esempio l'assenza di cementazioni intermedie), oppure sono deteriorati (o abbandonati). È difficile fare una valutazione precisa; in base ai dati raccolti, si possono indicare come potenzialmente critici circa il 20 % dei pozzi profondi, corrispondenti a circa il 7 % dei pozzi.

Metodi analitici per la soluzione di un problema di flusso attraverso un pozzo multifalda

L'approccio analitico per risolvere un problema di flusso attraverso la colonna di un pozzo può essere impostato partendo dall'Equazione di Darcy (1):

$$q_i = -K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \quad (1)$$

con $i, j, k = x, y, z$.

In alternativa, essa può essere espressa in tre dimensioni e utilizzando l'immagazzinamento, come Equazione di diffusione: (Bear, 1979):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) - S_s \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

K_x, K_y, K_z sono le componenti del tensore della Conducibilità Idraulica; S_s è l'Immagazzinamento Specifico; h è il carico idraulico.

La simulazione tramite un codice di calcolo è basata invece su un procedimento di formulazione numerica che utilizza delle equazioni di governo per descrivere i processi fisici.

Viene di seguito fornita una breve illustrazione di tre metodi analitici per il flusso attraverso la colonna del pozzo e di uno per il flusso attraverso l'intercapedine tra la tubazione del pozzo e la parete del perforo esterno.

Flusso idrico, secondo la soluzione proposta da Sillimann e Higgins, 1990

Gli autori propongono una soluzione analitica basata sull'Equazione di Darcy. Considerando due diversi sistemi fisici: un sistema con due acquiferi confinati messi in comunicazione da un pozzo multifalda e un sistema simile, con un acquifero non confinato e un acquifero confinato. Qui si riporta lo sviluppo dei calcoli per il secondo caso.

Si assumono condizioni isoterme, un mezzo poroso non deformabile, due acquiferi, uno superficiale e uno profondo, di estensione laterale indefinita, omogenei e isotropi, caratterizzati rispettivamente da conducibilità idrauliche K_1 e K_2 . Altre ipotesi sono che il flusso

avviene in stato stazionario e i gradienti idraulici regionali sono trascurabili rispetto al gradiente che si genera intorno al pozzo, così da considerare solo il flusso radiale attorno ad esso. Secondo la Legge di Darcy nel caso di acquifero non confinato risulta:

$$Q = K(2\pi r)h \frac{dh}{dr} \quad (3)$$

Integrando tra il raggio del pozzo (r_1) e il raggio d'influenza ($R_{\infty 1}$) in corrispondenza dell'acquifero non confinato si ottiene il flusso idrico tra acquifero e pozzo:

$$Q_1 = \pi K_1 (H_1^2 - H_{w1}^2) / \ln \left(\frac{r_1}{R_{\infty 1}} \right) \quad (4)$$

K_1 è la conducibilità idraulica dell'acquifero libero; Q_1 è la portata del flusso entrante nel pozzo dall'acquifero libero; H_1 è il carico idraulico nell'acquifero non confinato a una distanza dal pozzo pari al $R_{\infty 1}$, che equivale al carico idraulico statico; H_{w1} è il carico idraulico al raggio r_1 .

Considerando che, in caso di flusso discendente, il carico idraulico è maggiore nell'acquifero libero, e vale la relazione:

$$H_{w2} = H_{w1} - CQ^2 \quad (5)$$

C è il coefficiente di perdita di carico del pozzo; questo valore è stato stimato pari a $30 \text{ s}^2/\text{m}^5$, indice di un pozzo con una buona efficienza. Per un acquifero confinato, il flusso vale:

$$Q_2 = 2\pi T_2 (H_2 - H_{w1} + CQ^2) / \ln \left(\frac{r_2}{R_{\infty 2}} \right) \quad (6)$$

T_2 è la Trasmissività dell'acquifero confinato ($T_2 = K_2 b_2$, dove b è lo spessore dell'acquifero confinato);

Per la Legge di conservazione della massa si ha che $Q_1 = Q_2$, e quindi:

$$\begin{aligned} \pi \left[K_1 / \ln \left(\frac{R_{\infty 1}}{r_1} \right) \right] (H_{w1}^2 - H_1^2) = \\ = 2\pi \left[T_2 / \ln \left(\frac{R_{\infty 2}}{r_2} \right) \right] (H_2 - H_{w1} + CQ^2) \end{aligned} \quad (7)$$

Ordinando i termini e semplificando per π si ottiene:

$$K_1 (H_{w1}^2 - H_1^2) / \ln \left(\frac{R_{\infty 1}}{r_1} \right) = 2T_2 (H_2 - H_{w1} + CQ^2) / \ln \left(\frac{R_{\infty 2}}{r_2} \right) \quad (8)$$

Per comodità di notazione, si considererà:

$$\begin{aligned} \beta_1 &= K_1 / \ln \left(\frac{R_{\infty 1}}{r_1} \right) \\ \alpha_2 &= 2T_2 / \ln \left(\frac{R_{\infty 2}}{r_2} \right) \\ \Delta H &= H_1 - H_2 \end{aligned} \quad (8bis)$$

Rimane il problema di come individuare ΔH , cioè la differenza di carico idraulico in corrispondenza del pozzo. L'approccio qui seguito è stato quello di utilizzare

il dato della modellazione alle differenze finite e, procedendo a ritroso, sviluppare i calcoli per il ΔH così calcolato anche per il metodo analitico; solo a questo punto si sono riconfrontati i risultati ottenuti per il valore del flusso (Q).

Sostituendo i termini (8bis), e mettendo in evidenza Q , si ottiene la formula:

$$Q = \frac{-1 + \sqrt{1 + 16\pi^2 (\alpha^2 \beta^2 C \Delta H) / (\alpha + \beta)^2}}{4\pi \alpha \beta C / (\alpha + \beta)} \quad (9)$$

ponendo: $\hat{Q} = Q / (\alpha_2 \Delta H)$; $\gamma = \alpha_2 \beta_1 C \Delta H$; $\tau = \alpha_2 / \beta_1$; essa diventa:

$$\hat{Q} = \frac{-(1 + \tau) + \sqrt{1 + 16\pi^2 \gamma \tau}}{4\pi \gamma \tau} \quad (10)$$

Le equazioni (8), (9) e (10) permettono di quantificare il flusso verticale tra due acquiferi, in questo caso uno libero (acquifero "1") e uno confinato (acquifero "2") messi in comunicazione per mezzo di un pozzo multifalda; sono necessarie alcune ipotesi significative:

- condizioni di flusso in stato stazionario;
- conoscenza del carico idraulico ad una certa distanza dal pozzo abbandonato in esame: ciò può voler dire conoscere il raggio d'influenza del pozzo oppure avere un piezometro da utilizzare come punto di monitoraggio;
- conoscenza del raggio del pozzo in entrambi gli acquiferi;
- pozzo è completo in entrambi gli acquiferi.

Tra i vari parametri che è possibile far variare nella formula (9) o (10), c'è il raggio d'influenza del pozzo. Trattandosi di un pozzo multifalda questo è diverso nella falda superficiale rispetto a quella profonda; i grafici in Figura 5 mostrano come il flusso attraverso la colonna del pozzo, a parità degli altri parametri, dipenda dal valore del raggio d'influenza.

2) Flusso idrico, secondo la soluzione proposta da Lacombe et al, 1995.

Gli autori riprendono il moto unidimensionale descritto da Sudicky et alii (1995), considerando un flusso in stato transitorio in tre dimensioni dell'acqua di falda. Assumendo condizioni isoterme e un mezzo poroso indeformabile, se il pozzo è riempito di acqua, si può ipotizzare un parametro fittizio, la K_w (Conducibilità idraulica del pozzo) che rappresenta la conducibilità idraulica della colonna d'acqua al flusso verticale all'interno di una colonna - pozzo di dato raggio r_w (si suppone che il raggio sia costante).

Il flusso in tre dimensioni nell'acquifero, in stato transitorio, vale:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) = 0 \quad \text{con } i, j, k = x, y, z \quad (11)$$

Il flusso lungo l'asse del pozzo, in condizioni di flusso laminare e in assenza di emungimento o iniezione, è

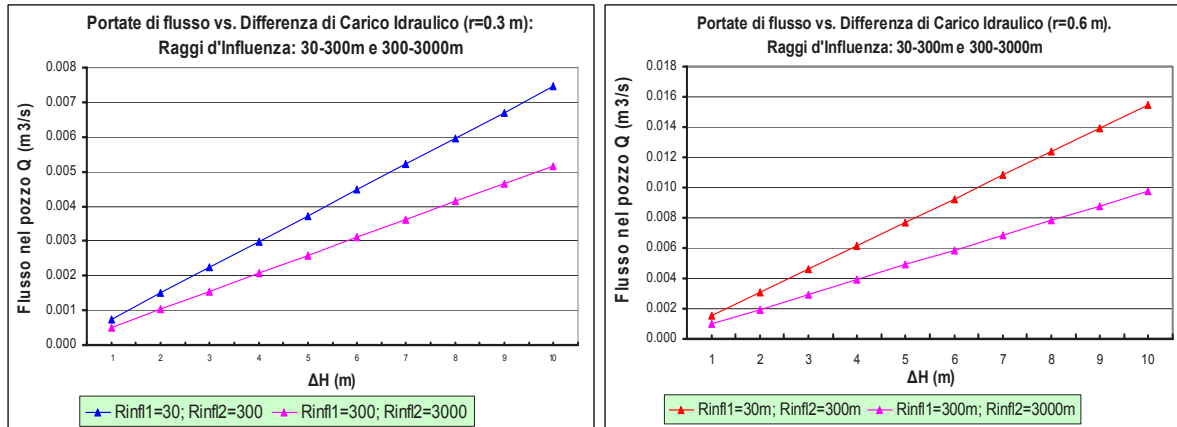


Figura 5 - Andamento del rapporto tra flusso nel pozzo e differenza di carico idraulico al variare del raggio d'influenza (R_{∞}) del pozzo: sono stati scelti dei valori estremi rappresentativi di acquiferi superficiali (in genere R_{∞} varia tra 30 m e 300 m) e di acquiferi profondi (in genere R_{∞} varia tra 300 m e 3000 m). A sinistra, considerando il raggio del pozzo ≈ 0.3 m; a destra, considerando il raggio del pozzo ≈ 0.6 m.

Figure 5 – Trend of the relationship between water flow into the well and head difference, with different radius of influence (R_{∞}) of a well: representative values for upper aquifer ($R_{\infty} = 30 \div 300$ m) and lower aquifer ($R_{\infty} = 300 \div 3000$ m) are used. On the left, considering a well radius of 0.3 m; on the right, considering a well radius of 0.6 m.

descritto dalla seguente equazione:

$$\pi \left(\frac{r_c^2}{L_s} + r_s^2 S_w \right) \frac{\partial h_w}{\partial t} - \pi s^2 K_w \frac{\partial^2 h_w}{\partial l^2} \mp q_n \Big|_{r_s} = 0 \quad (12)$$

∂h_w è la variazione di carico idraulico in pozzo; l e L_s sono la distanza lungo la colonna e lunghezza totale dei filtri; r_c e r_s sono rispettivamente il raggio del rivestimento (casing) e dei filtri; K_w = conducibilità idraulica del pozzo (direzione parallela all'asse); S_w rappresenta il coefficiente d'immagazzinamento specifico nella zona del pozzo, compresa tra i filtri (cfr. relazione (16)).

L'equazione non è lineare, poiché ∂h_w varia nel tempo, ed è estremamente complessa da risolvere.

K_w si calcola usando l'equazione di Hagen – Poiseuille, e vale in condizioni di flusso laminare:

$$K_w = r_w^2 \rho g / 8\mu \quad (14)$$

ρ è la densità del fluido, g è l'accelerazione di gravità e μ è la viscosità del fluido.

La portata del flusso lungo la colonna del pozzo si può calcolare con la formula di Darcy:

$$q_w = -K_w \frac{\partial h_w}{\partial l} \quad (15)$$

ovvero:

$$q_w = -K_w \frac{r_s^2 \rho g}{8\mu} \frac{\partial h_w}{\partial l} \quad (15bis)$$

Il coefficiente d'immagazzinamento di un perforo riempito di fluido, può essere ricavato dalla relazione seguente:

$$S_w = \rho g \beta \quad (16)$$

β : compressibilità dell'acqua (a 20°C, circa $4.4 \cdot 10^{-10}$

$m^2/N (Pa^{-1})$).

Per risolvere il problema posto occorre eguagliare le equazioni (11) e (12), considerando nulla la perdita di carico del pozzo, si pone quindi il carico idraulico in pozzo pari e quello dell'acquifero ($h_w = h$), in corrispondenza dell'interfaccia (filtri).

Uno sviluppo analitico dei calcoli del flusso utilizzando la (7) e la (10) ha permesso di valutare che, la differenza tra i due metodi è di circa il 10%, con un ΔH di 5 m, valore che qui si considera accettabile, trattandosi di portate ridotte (minori di 10 l/s).

Metodo per la valutazione del flusso attraverso il dreno

Se in un pozzo multifalda si ha la presenza di un dreno continuo, che interessa più tratti filtrati, si può verificare il passaggio di acqua da un acquifero ad un altro attraverso di esso. Infatti anche l'intercapedine tra la tubazione e la parete del foro può essere una via di comunicazione tra acquiferi diversi, in assenza di adeguate impermeabilizzazioni: il dreno è infatti un materiale granulare con permeabilità relativamente elevata.

È possibile calcolare il flusso attraverso l'intercapedine tubazione – parete del foro nelle condizioni di cui sopra considerando lo spazio anulare come cilindrico; ciò è plausibile in condizioni di moto laminare

Il cilindro ipotetico avrà un raggio che sarà tale da conservare la superficie tangenziale al flusso (Figura 6), e il suo valore sarà pari a:

$$r_{eq} = \sqrt{r_e^2 - r_i^2} \quad (17)$$

Dove r_{eq} è il raggio equivalente, r_e è il raggio della perforazione (raggio esterno) e r_i è il raggio della tubazione di produzione (raggio interno).

Il problema di calcolare l'entità del flusso attraverso il dreno può essere risolto utilizzando una modifica della formulazione di Lacombe *et alii* (1995).

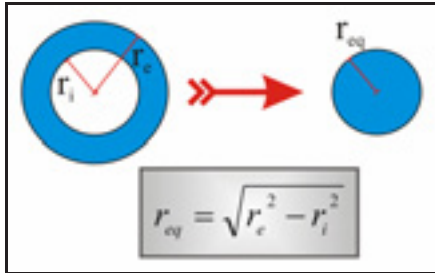


Figura 6 - Concetto di Raggio Equivalente per l'intercapedine tra tubazione interna e parete del foro, in cui è ospitato il dreno.
 Figure 6 – Idea of “equivalent radius” for the annulus between well casing and borehole wall, in which is the gravel pack.

Il flusso attraverso il dreno può essere calcolato dalla relazione:

$$Q = \frac{H_{din1} - H_{din2}}{\Delta L / (A_{dr} \cdot K_{dr})} \quad (18)$$

dove: $A_{dr} = \pi \cdot r_{eq}^2$, cioè la sezione trasversale del dreno: la superficie è ovviamente la stessa per lo spazio anulare e per lo spazio cilindrico equivalente; H_{din1} e H_{din2} sono i carichi idraulici in condizioni dinamiche; ΔL è la distanza tra i filtri (punto mediano); K_{dr} è la conducibilità idraulica del dreno.

Per le formulazioni numeriche complete dei procedimenti analitici si rimanda ai lavori di Sillimann e Higgins (1990) e di Sudicky *et alii* (1995).

Elaborazione di una modellazione numerica con dati geologici, morfologici e chimici di riferimento

È stata eseguita una simulazione al computer tramite un codice di calcolo alle differenze finite (MODFLOW, McDonald e Harbaugh, 1988)

Il sistema fisico modellato ha una lunghezza di 1000 m (asse x), una larghezza di 600 m (asse y) e uno spessore massimo di 160 m (asse z); la superficie topografica ha un andamento debolmente inclinato, dall'W all'E del modello, con una pendenza regolare dell'1%. La superficie topografica è così elevata di 160 m rispetto alla base del modello in corrispondenza del limite occidentale e di 150 m al limite orientale. Il sistema è caratterizzato da una maglia con *mesh refinement* molto spinto in corrispondenza del pozzo modellato (0,5 m).

Il sistema modellato è stato suddiviso in quattro unità idrostratigrafiche, omogenee ed isotrope; esse sono, dall'alto verso il basso (Figura 7):

1. *acquifero superficiale*: ha potenza variabile tra 60 m (a ovest) e 50 m (a est);
2. *aquitard*: la sua sommità è la base dell'acquifero superficiale e potenza di 70 m; per semplicità si considera come un unico aquitard un'alternanza acquiferi – aquitards, che però ai fini della modellazione è ininfluenza, in quanto si considera impermeabile l'intercapedine pozzo – pareti del foro,
3. *acquifero profondo*: la sua sommità è la base dell'aquitard soprastante; la sua potenza è di 10 m.
4. *aquitard di base*: posto al di sotto dell'acquifero profondo, un limite impermeabile.

Le unità idrogeologiche che costituiscono il sistema fisico modellato sopra descritte hanno le caratteristiche descritte in Tabella 1.

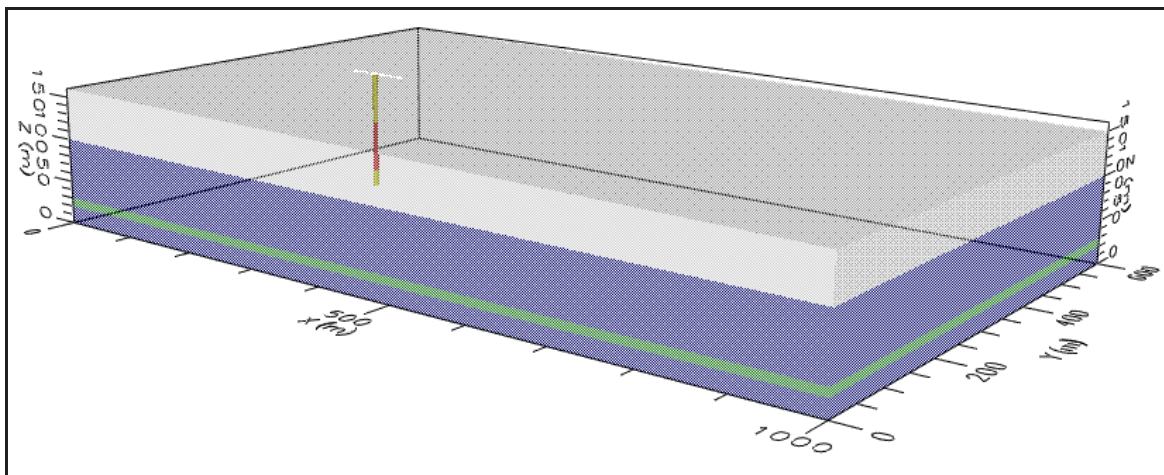


Figura 7 - Rappresentazione schematica del sistema fisico modellato: in chiaro gli acquiferi e in scuro gli aquitards; è inoltre visualizzata la posizione del pozzo presente nella simulazione.

Figure 7 – Sketch representation of the modelled physical model: aquifers in light grey and aquitards in dark blue; it is also shown the position of the modelled well.

Tabella 1- Caratteristiche delle Unità Idrogeologiche del sistema modellato.

Table 1 – *Hydrogeologic Units' characters in the modelled system.*

Strato	quota (m)	K (m/s)	n	n _e	Ss (m ⁻¹)	Sy	D long (m)
A= ghiaia sabbiosa	160-100	0.0008	0.3	0.23	0.0001	0.23	20
B= argilla limosa	100-50	10 ⁻¹⁰	0.4	0.01	10 ⁻⁷	0.01	0
C= ghiaia sabbiosa	50-10	0.00027	0.3	0.2	0.02	0.2	20
D= argilla limosa	10-0	10 ⁻¹⁰	0.4	0.05	10 ⁻⁷	0.05	0

Le unità sono omogenee e isotrope, poiché la conducibilità idraulica K è uguale nelle sue tre componenti K_x , K_y e K_z ed è costante in tutta ogni singola unità idrogeologica.

La piezometria dell'acquifero superficiale ha un andamento con un gradiente costante dell'1%, che riflette l'andamento della superficie topografica, verso l'est del modello. Per questa modellazione si è utilizzato un gradiente idraulico della falda superficiale di 0,009 e per la falda profonda di 0,005; sono infatti stati impostati dei limiti di carico idraulico costante con quota h pari a 158 m al limite occidentale del modello e di 149 m al limite orientale.

La falda profonda, in pressione, ha un gradiente idraulico leggermente inferiore: sono stati impostati i seguenti limiti di carico idraulico costante: 152 m al limite occidentale e 147 m al limite orientale, per cui la differenza di carico tra i due acquiferi (ΔH) varia tra un massimo di 6 m al limite occidentale, e 2 m al limite orientale dell'area modellizzata;

Tali ipotesi risultano congruenti con le situazioni riscontrabili nella Pianura Piemontese (Beretta *et al.*, 1997).

Riguardo la modellizzazione del pozzo abbandonato s, il codice di calcolo utilizzato, nell'interfaccia utilizzata, non prevede un *package* predisposto per simulare i pozzi multifalda (Halford e Hanson, 2002), presente invece nelle ultime versioni del *software*. Il metodo utilizzato per modellizzare un pozzo multifalda inattivo è stato quindi il metodo della "colonna di celle ad alta K_v " (Neville e Tonkin, 2001) modificato, impostando i parametri di immagazzinamento, di conducibilità idraulica, di porosità, in modo da simulare una colonna "vuota", riempita solamente d'acqua.

Quindi si è simulato il pozzo abbandonato con una colonna di celle ad elevata permeabilità verticale, calcolata analiticamente con la formula (14); assumendo valori di $\rho = 1000 \text{ Kg/m}^3$ e di $\mu = 1,002 \cdot 10^{-3} \text{ N}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$, si ottiene un valore di 96000 m/s per un pozzo con sezione $0,25 \text{ m}^2$ (corrisponde a un $r = 0,28 \text{ m}$). Questi valori sono sufficientemente elevati da far sì che nella colonna del pozzo non ci siano gradienti idraulici verticali effettivi (Neville & Tonkin, 2004). Un'altra condizione per ottenere risultati fedeli alle soluzioni analitiche, è quella di impostare le dimensioni delle celle – pozzo il più possibile vicine alle dimensioni del raggio del pozzo utilizzando un *mesh refinement* molto spinto (celle con lato, in pianta, di 0,5 m, corrispondenti a un perforo con

diametro 0,54 m).

Poiché questo sistema non ha dato buoni risultati, si è deciso di perfezionarlo, utilizzando il secondo metodo. Si è provveduto ad assegnare alle celle che costituiscono la colonna del pozzo valori dei parametri d'immagazzinamento e dispersività propri di una colonna vuota: sono stati assegnati valori di porosità, porosità efficace e *specific yield* pari a 0,999 (è il massimo possibile in MODFLOW) e il coefficiente d'immagazzinamento specifico della colonna del pozzo è stato valutato con la formula (16): il suo valore è $\approx 5,72 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$.

I valori calcolati da MODFLOW non sono molto diversi da quelli ottenuti con una formulazione analitica del problema.

Confronto tra i risultati

Soluzione analitica

Per un pozzo con raggio di 0,28 m, con un ΔH dinamico in corrispondenza delle celle – pozzo pari a 3.6 m (valore che può essere ragionevolmente riferito a un ΔH statico pari a 5 m) a seconda dei raggi d'influenza del pozzo negli acquiferi, si ottiene un flusso nel pozzo tra 161,3 m³/giorno (considerando raggi d'influenza di 300 m per la falda freatica e di 3000 m per quella confinata) e 232,7 m³/giorno (con raggi d'influenza di 30 m per la falda freatica e di 300 m per quella confinata);

MODFLOW

Per un pozzo simulato con le condizioni di cui sopra, risulta un flusso di 208,35 m³/giorno. È verosimile che il valore calcolato da MODFLOW sia più simile al valore analitico per raggi d'influenza piccoli, poiché le dimensioni dell'area modellizzata sono tali da circoscriverli interamente. Nella Tabella 2 e in Figura 8 vengono visualizzati i valori calcolati con il metodo analitico e con il metodo numerico.

Nell'assegnare alle celle che costituiscono la colonna del pozzo dei valori dei parametri d'immagazzinamento e dispersività che si adattino a un vuoto: sono stati assegnati valori di porosità, porosità efficace e *specific yield* pari a 0,999 (è il massimo possibile in MODFLOW) e un coefficiente d'immagazzinamento della colonna di fluido è valutato, con la relazione (11), pari a $\approx 3,4 \cdot 10^{-8}$. Il limite di ricarica è stato impostato utilizzando il valore medio delle precipitazioni medie annue per le aree di pianura della Regione Piemonte, al netto

Tabella 2 - Discrepanze tra i valori di flusso delle formule analitiche e simulati alle differenze finite. Δh : differenza di carico idraulico tra le due falde; Q_{lac} , $Q_{S\&H}$, Q_{df} : portata nel pozzo valutata con i metodi 2), 1) e con il modello alle differenze finite.

Table 2 – Differences in water flow values of the analytical solutions and the numerical finite difference solution. Δh : head difference between upper and lower aquifer; Q_{lac} , $Q_{S\&H}$, Q_{df} : discharge inside the well casing calculated with methods 2), 1) and with the finite difference model.

Δh (m)	Q_{lac} (m ³ /giorno)	$Q_{S\&H}$ (m ³ /giorno)	Q_{df} (m ³ /giorno)	Differenza % S&H	Diiferenza % Lac
2	172.98	128.08	114.62	12.41	50.92
3	230.64	194.55	171.86	13.20	34.20
4	443.16	245.82	217.90	12.81	103.38
5	542.83	297.22	262.32	13.31	106.93
5.5	592.25	322.79	284.83	13.33	107.93
6	642.50	348.50	307.40	13.37	109.01
6.5	677.09	374.07	329.94	13.37	105.22
7	742.17	385.98	340.55	13.35	117.93
				13.25	97.80

dell'evapotraspirazione media, cioè circa 500 mm/anno (P.T.A. – Regione Piemonte, 2007).

Valutazione delle conseguenze dell'intercomunicazione tramite un pozzo profondo sulla morfologia della superficie piezometrica.

Nelle Figure 9 e 10 si può notare come la piezometria della falda superficiale risenta relativamente poco della presenza del pozzo, con abbassamenti dell'ordine del decimetro, mentre la piezometria della falda profonda risulta maggiormente disturbata dagli apporti idrici del pozzo stesso: questo si può imputare a vari fattori, tra cui sicuramente gioca un ruolo importante la differenza di trasmissività e immagazzinamento tra i due acquiferi.

Si ha un modesto abbassamento della piezometria dell'acquifero superficiale, cui corrisponde un consistente

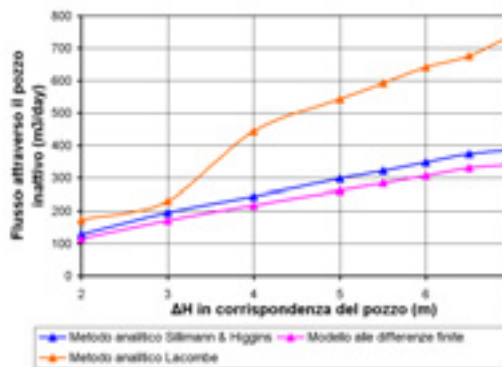


Figura 8 - Confronto tra il flusso nel pozzo abbandonato valutato con due metodi analitici e il flusso valutato con una modellazione alle differenze finite.

Figure 8 – Comparison between the analytical method's solution and the finite difference method's solution for an abandoned well's flow.

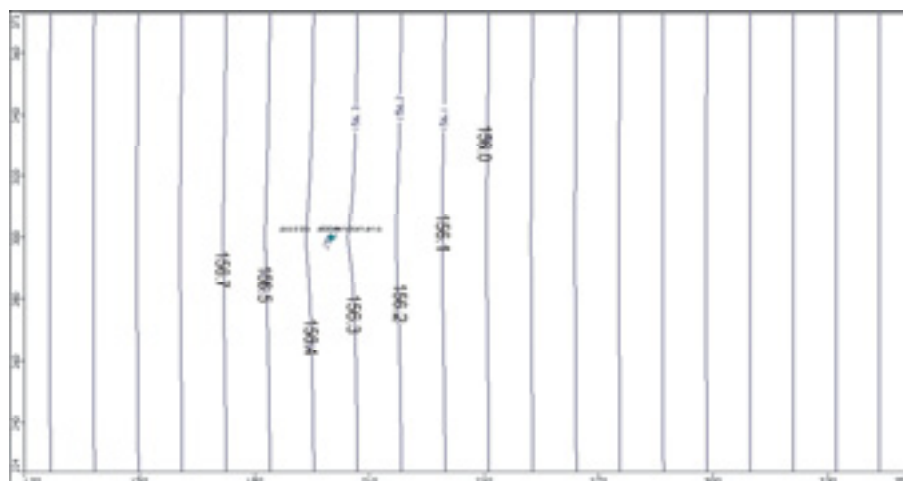


Figura 9 - Andamento della piezometria in falda superficiale un intorno del pozzo abbandonato: si ha un modesto abbassamento. Si noti come il suo andamento sia poco influenzato dalla presenza del pozzo ($\Delta H = 3.6$ m in corrispondenza del pozzo).

Figure 9 – Piezometric surface of the upper aquifer around an abandoned well: there is a small drawdown. The trend of the piezometric surface is just a little influenced by the presence of the well ($\Delta H = 3.6$ m in correspondence of the well).

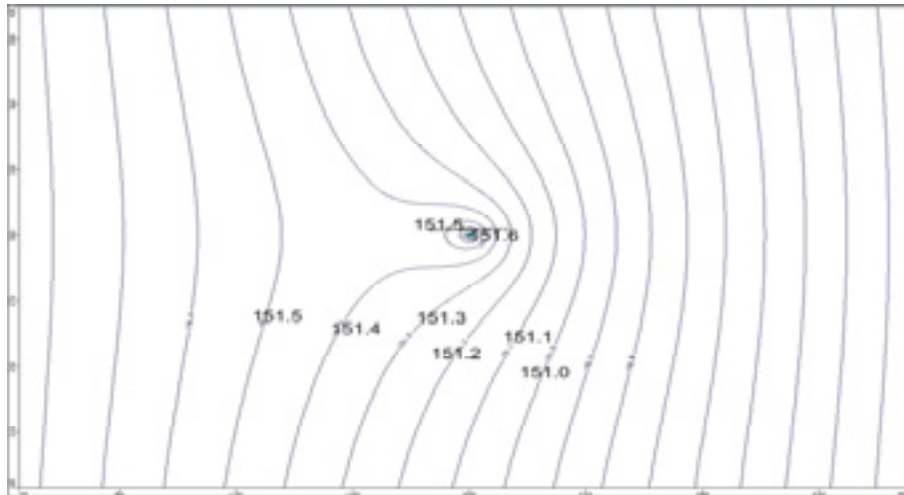


Figura 10 - Andamento della piezometria della falda profonda in un intorno del pozzo abbandonato: si ha un cospicuo innalzamento rispetto alla falda superficiale.

Figure 10 - Piezometric surface of the lower aquifer around an abandoned well compared to the upper aquifer, the piezometric surface is more influenced by the presence of the well.

innalzamento della superficie piezometrica dell'acquifero profondo in corrispondenza del pozzo.

Il limite di ricarica è stato impostato utilizzando il valore medio delle precipitazioni medie annue per le aree di pianura della Regione Piemonte, al netto dell'evapotraspirazione media, cioè circa 500 mm/anno (P.T.A. – Regione Piemonte, 2007).

Il limite di ricarica è stato impostato utilizzando il valore medio delle precipitazioni medie annue per le aree di pianura della Regione Piemonte, al netto dell'evapotraspirazione media, cioè circa 500 mm/anno (P.T.A. – Regione Piemonte, 2007).

Conclusioni

In condizioni medie, tipiche dell'alta Pianura Piemontese,

in cui si hanno gradienti idraulici diretti dall'acquifero superficiale verso gli acquiferi profondi, il flusso di un singolo pozzo inattivo può raggiungere valori massimi di 250 m³/giorno (3 l/s) per una differenza di carico tra falda superficiale e falde profonde di 5 m.

Anche differenze di carico di 2 m sono già significative affinché i pozzi multifalda siano un potenziale vettore di contaminazione per gli acquiferi profondi.

Considerando che ci sono circa 15000 pozzi potenzialmente critici, è evidente che le risorse idriche profonde corrono il rischio di essere seriamente compromesse in assenza di adeguate contromisure (si tratterebbe di un flusso di centinaia di migliaia di m³/day).

Bibliografia

Bear, J., 1979. *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill, New York. 567 pp.

Beretta G.P., De Luca D.A., Masciocco L., Filippini G., Viotto C. (1997), Protezione delle acque sotterranee destinate al consumo umano: proposta di linee guida per definire le zone di rispetto attorno ai pozzi, *Collana Ambiente – Regione Piemonte*, 81p.

Decreto legislativo del 3/4/2006, n. 152, Norme in materia ambientale, G.U. n. 88 del 14/04/2006 - S.O. n. 96.

Halford K.J., Hanson R.T. (2002), User guide for the drawdown- limited, Multi-Node Well (MNW) Package for the U.S. Geological Survey's modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, versions

MODFLOW-96 and MODFLOW-2000. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-293.

Lacombe S., Sudicky E.A., Frappe S.K., Unger A.J.A. (1995), Influence of leaky boreholes on cross-formational groundwater flow and contaminant transport. *Water Res. Res.* Vol. 31, n° 8, August 1995, 1871-1882.

McDonald M.G., Harbaugh A.W., (1988), A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model, *Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey*, Chapter A1, Book 6.

Neville C.J., Tonkin M.J., (2004) Modeling Multiaquifer Wells with MODFLOW, *Ground Water* Vol. 42, No. 6, November-December 2004, 910-919.

Regione Piemonte, Direzione Pianificazione Risorse Idriche (2007), Piano Di Tutela Delle Acque (D.C.R. n. 117-10731 del 13 marzo 2007)

Silliman S., Higgins D. (1990), An analytical solution for steady-state flow between aquifers through an open well. *Ground Water* 28, no. 2: 184-190.

Sudicky E.A., Unger A.J.A., Lacombe S. (1995), A noniterative technique for the direct implementation of well bore boundary conditions in three-dimensional heterogeneous formations, *Water Res. Res.*, vol. 31, n° 2, February 1995, 411-415.

Lineamenti geomorfologici, sedimentologici e dinamica del tratto di costa compreso tra Crotona e Le Castella (Calabria ionica)

Fabio Ietto, Salvatore Critelli, Matteo Federico

Dipartimento. Scienze della Terra, Università degli Studi della Calabria. ietofabio@hotmail.com

Geomorphic, sedimentologic and hydrodynamic signatures of the coastal area between Crotona and Le Castella, Ionian Sea, Calabria

ABSTRACT: A detailed analysis of the evolutive trend of the littoral area between Crotona and “Le Castella” village (Isola Capo Rizzuto) during the last fifty years (1954 to 2005) suggested an abrupt morphological modifications and a huge instability conditions generating an irregular coastal profile and numerous tracts having high erosional processes. The historical reconstructions of the coastal variations suggest a large reduction of the sedimentary budget to the coastal zone generating a vast erosional processes having high incidence on natural coastal morphology and urban risks.

Key terms: Coastal morphology, Coastal dynamics, Crotona, Calabria

Termini chiave: Morfologia costiera, Dinamica costiera, Crotona, Calabria

Riassunto

Il tratto di costa delimitato, a Nord, dal centro abitato di Crotona e, a Sud, da Le Castella e comprendente l'Area Marina Protetta “Capo Rizzuto”, è caratterizzato da numerosi tratti in evidente condizione di instabilità. In quest'area i processi morfogenetici, condizionati dalle caratteristiche meccaniche delle arenarie pleistoceniche discordanti sui sedimenti argillo-siltosi del ciclo pliocenico-calabro e dall'azione del moto ondoso, producono un profilo della linea di costa frastagliato e vulnerabile all'azione erosiva.

Il presente studio è finalizzato al riconoscimento del trend evolutivo della linea di costa nell'ultimo mezzo secolo circa (1954-2005), all'analisi delle cause naturali, del grado di irrigidimento della linea di costa, nonché delle condizioni di rischio. Dall'analisi dei dati è emerso un prevalente bilancio sedimentario negativo, il cui progressivo aumento dei processi d'erosione costiera rischiano di compromettere, o in molte zone già compromettono, la persistenza sui litorali dei Beni antropici espressi (Beni Antropici Costruiti – BAC).

Introduzione

La fascia costiera è un ambiente morfologico sedimentario vulnerabile e in continua modificazione in tempi molto brevi, da stagionali ad annuali. La naturale mobilità fisiografica della linea di riva risulta particolarmente evidente in un territorio, come quello calabrese, dove i processi geologici, morfologici e idrologici sono altamente interconnessi ed hanno una magnitudine estremamente elevata. Alla dinamicità

morfologica della Calabria si associa l'alta frequenza di eventi sismici (Pirazzoli *et alii*, 1997; Antonioli *et alii*, 2004, 2006) ed un regime delle precipitazioni le cui medie annue sono superiori alla media nazionale (Caloiero & Mercuri, 1980; Caloiero *et alii*, 1994). Tali caratteristiche sono spesso causa di processi di sovralluvionamento e movimenti di versante (frane) che con sistematicità si ripresentano a rimodellare il paesaggio creando, di anno in anno, sempre più ampi territori regionali distrutti dei loro potenziali economici.

L'arretramento della linea di riva rappresenta la condizione di maggiore vulnerabilità e pericolo per l'alterazione degli ecosistemi e la vivibilità della fascia costiera. Gli eventi che ne derivano sono molteplici: aumento dei danni ai Beni antropici, possibilità di inondazioni a seguito di mareggiate, intrusione marina negli acquiferi costieri, distruzione di ecosistemi significativi (Nicholls e Leatherman, 1995; Mazzini e Simeoni, 1997). Recenti studi (D'Alessandro *et alii*, 1992, 1998; Ietto, 2001) evidenziano che in Calabria, la quasi totalità delle coste sabbiose, è soggetta ad erosione rapida e pericolosa per l'integrità dell'ambiente, ivi comprese strutture insediative, produttive e viarie.

Ne consegue che azioni integrate di razionale utilizzo e gestione della fascia costiera non possono prescindere da un'adeguata conoscenza geologica e morfologica dell'interfaccia terra-mare che vede proprio nella linea di costa il suo punto di maggiore vulnerabilità e delicatezza.

In questo lavoro vengono esaminati i caratteri morfologici e sedimentologici, nonché i principali fattori responsabili delle recenti (dal 1954 al 2005) variazioni della linea di costa compresa tra gli abitati di Crotona e Le Castella (Calabria ionica).

Inquadramento geologico

L'area di studio, da un punto di vista geologico, ricade all'interno del bacino Mio-Pleistocenico crotonese che, con una struttura tipo *graben* (Fabbri *et alii*, 1981), occupa una porzione dell'area di avampaese ionica localizzata nel settore orientale dell'Arco Calabro (Critelli, 1999; Bonardi *et alii*, 2001). (Figura 1).

I depositi del bacino crotonese, largamente affioranti in terraferma, mostrano un inizio di sedimentazione nel Tortoniano fino al Pleistocene. Lo stesso bacino è confinato da due principali allineamenti tettonici, a componente trascorrente sinistra, orientati NW-SE (Figura 1): la zona denominata Rossano-San Nicola a Nord e la zona Petilia-San Sosti a Sud (Meulenkamp *et alii*, 1986; Van Dijk, 1990, 1991; Van Dijk and Okkes, 1990, 1991). Tali zone di taglio hanno fortemente controllato la sedimentazione dal tardo Serravalliano al medio Pleistocene (Van Dijk, 1990, 1991).

La prima ricostruzione stratigrafica del bacino crotonese risale a Ogniben (1955, 1962, 1973) e, successivamente a Roda (1964a, 1970, 1971) che riconosce tre principali cicli sedimentari: il primo (Roda, 1964a) comincia nel Serravalliano-Tortoniano con una deposizione continentale che evolve in depositi marini; per poi terminare con il primo ciclo evaporitico inferiore del Messiniano. Il secondo ciclo comincia con la deposizione evaporitica superiore Messiniana, per poi terminare nel basso Pliocene (Roda, 1964a; Critelli, 1999; Zecchin *et alii*, 2003, 2004a). Il terzo ciclo, infine, comprende i depositi dal medio Pliocene al Pleistocene, esso comincia con una sedimentazione trasgressiva di ambiente lagunare di retro-barriera, per poi culminare con il completo ricoprimento del bacino. A tale fase trasgressiva segue una fase regressiva caratterizzata dalla deposizione della Molassa di San Mauro nel Pleistocene (Di Grande, 1967; Massari *et alii*, 2002).

La successione Pleistocenica caratterizza l'intera area compresa tra Capo Colonna e Le Castella mediante la presenza di una serie di "piani", dislocati a vari livelli, costituiti da depositi di terrazzi marini. Tali depositi sono composti da: sabbie, arenarie quarzose a cemento calcareo spesso a stratificazione incrociata, calcareniti e calcari bioclastici ed algali con occasionali intercalazioni conglomeratiche (Mellere *et alii*, 2005). La genesi di tali depositi, dovuta a regressione del mare (Massari *et alii*, 2002), ha certamente condizionato gli spessori e le variazioni del grado di cementazione che può considerarsi da medio-bassa a quasi nulla, soprattutto sotto azione dei processi di dissoluzione subaerea. Tali litologie si rinvengono fino al livello del mare sul lato Est del centro abitato di Le Castella, mentre ancora più a Est gli stessi affioramenti risultano ricoperti da depositi di sabbie eoliche che si estendono dalla spiaggia fino al livello del terrazzo inferiore.

I depositi pleistocenici, a loro volta, giacciono in evidente discordanza sui sedimenti del ciclo pliocenico-calabro (Roda, 1964a; Mellere *et alii*, 2005), qui rappresentato da argille siltose grigio-azzurre o grigio giallastre, sabbie e sottili strati di arenarie tenere a cemento calcareo. Tali litologie affiorano, generalmente, alla base dei pendii che separano i diversi terrazzi, condizionando in tal modo la stabilità delle falesie, in quanto, essendo scarsa la resistenza all'erosione delle argille, il moto ondoso crea continui scalzamenti al piede provocando il crollo anche delle porzioni litologiche più lapidee dei sovrastanti sedimenti pleistocenici. Tali sedimenti, inizialmente, tendono a formare tetto effimero sulle zone di frangente, ma per altra via determinano un accelerato processo di arretramento della costa. È questo il caso di Capo Colonna, in cui l'azione erosiva del moto ondoso interessa il sito archeologico di epoca greca.

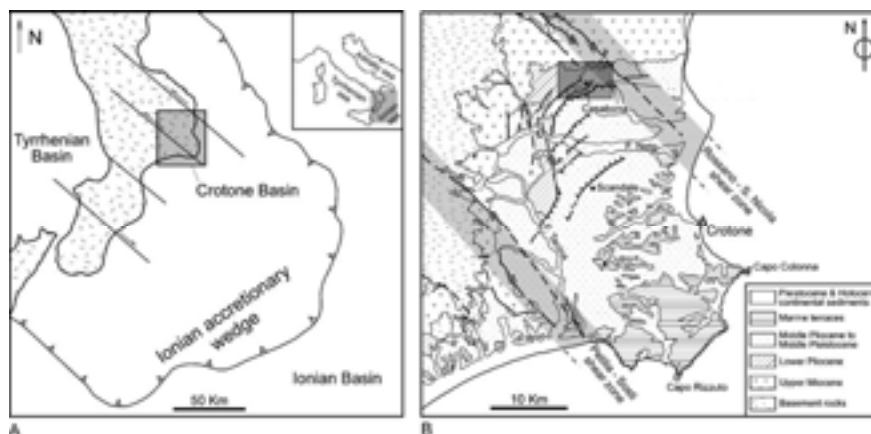


Figura 1, (A) – Schema strutturale dell'Arco Calabro e ubicazione dell'area di studio: l'orientazione delle principali zone di taglio dell'Arco Calabro presenta un andamento NW-SE (da Massari *et alii*, 2002 - modificata); (B) Schema geologico del Bacino Crotonese (da Zecchin *et alii*, 2004b – modificata).

Figure 1, (A) – A structural sketch of the Calabrian Arc, with the main shear zones having a dominant NW-SE direction (modified after Massari *et alii*, 2002); (B) Geologic sketch of the Crotone basin (modified after Zecchin *et alii*, 2004b).

Quadro geomorfologico

L'area compresa tra Capo Colonna e Le Castella presenta una morfologia terrazzata di cui sono stati riconosciuti quattro differenti ordini (Gliozzi, 1987; Belluomini *et alii*, 1988; Palmentola *et alii*, 1990; Zecchin *et alii*, 2004b), tutti costituiti da depositi regressivi pleistocenici soggetti a sollevamenti progressivi e intermittenti (Antonioli *et alii*, 2004, 2006). Tali depositi neozoici poggiano in evidente discordanza sui sedimenti del ciclo argilloso pliocenico-calabrianiano e, dal più antico al più recente, sono distinti in (Figura 2):

- I ordine: superficie del terrazzo crotoniano, a partire dai 90 ai 200 m s.l.m.;
- II ordine: superficie del terrazzo tirreniano, a partire dai 50 ai 100 m s.l.m.;
- III ordine: superficie del terrazzo tirreniano, a partire dai 10 ai 65 m s.l.m.;
- IV ordine: superficie del terrazzo tirreniano, a partire dai 15 ai 33 m s.l.m.

Le direzioni di pendenze delle superfici terrazzate risultano variabili, difatti quelle a monte di Capo Cimiti sono caratterizzate da immersioni verso S-SW; a monte di Capo Colonna le pendenze sono invece rivolte verso

N-NE e prevalentemente a W per i terrazzi ubicati rispettivamente in prossimità di Villaggio Salica e Villaggio S. Andrea; mentre una diversa direzione di pendenza, orientata verso SE, viene registrata per il terrazzo caratterizzante il promontorio di Capo Colonna. Tali differenti basculamenti sembrano essere controllati fortemente dalla tettonica locale, qui caratterizzata da 4 principali allineamenti tettonici (Gliozzi, 1987; Cosentino *et alii*, 1989; Palmentola *et alii*, 1990) orientati: ENE (andamento antiappenninico), WNW (andamento appenninico), E e NNE. Risultano assenti, invece, strutture plicative significative, ma solo leggere ondulazioni nei depositi calabrianiani affioranti lungo le superfici di erosione. In quest'ultimi depositi, caratterizzanti principalmente l'area compresa tra Crotona e Capo Colonna, sono diffusamente presenti forme calanchive particolarmente incise con diffusi casi di *rill* e *gully erosion*; modeste conoidi di deiezione sono presenti a Sud dell'abitato di Isola Capo Rizzuto. Per quel che riguarda la presenza di fenomeni gravitativi, l'elevata sensibilità delle argille calabrianiane all'erosione subaerea e marina unita all'acclività dei versanti, sono spesso le cause di una diffusa instabilità.

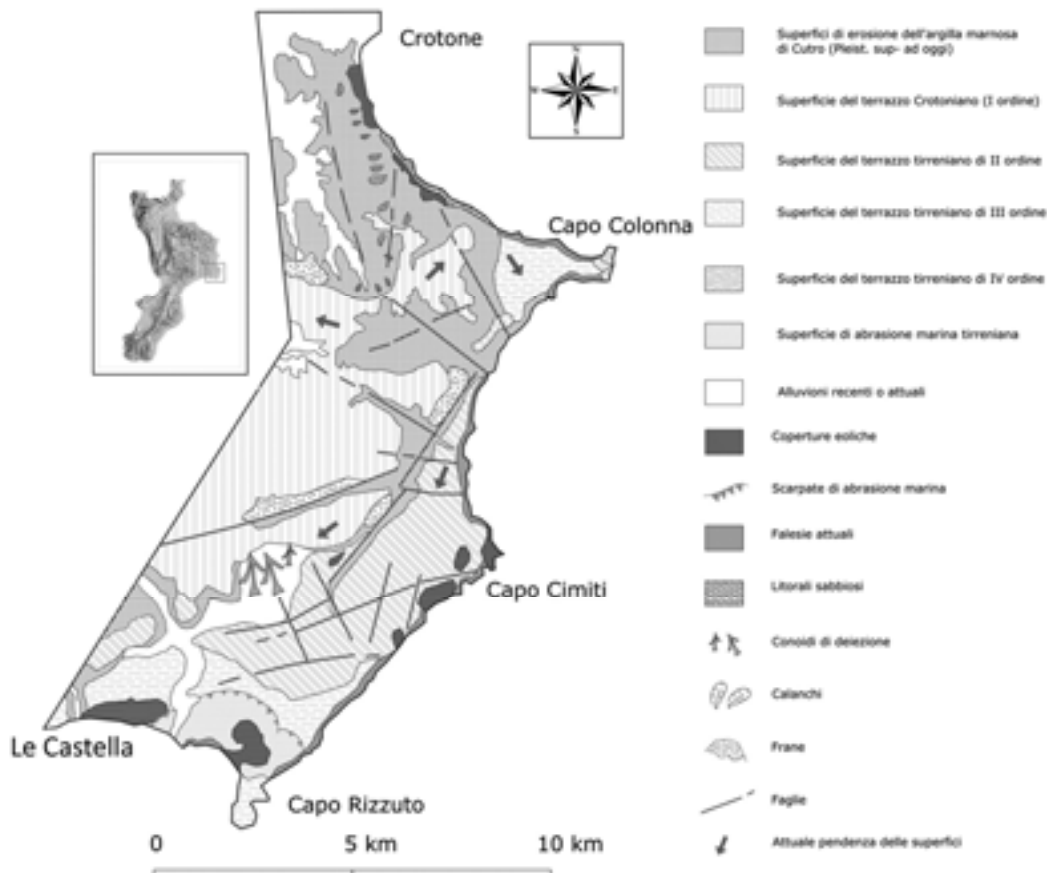


Figura 2, Carta Geomorfologica dell'area
 Figure 2, Geomorphological Map of the study area

Superfici di abrasione marina recenti (Tirreniano) si rinvencono invece a monte di Capo Rizzuto e più precisamente in prossimità della località di Testa di Ferdinando come mostra la Figura 2.

La morfologia costiera, per quanto impostata su costa alta in terreni poco coerenti, è tuttavia caratterizzata da una successione di *pocket beach* sabbiose. Coperture eoliche sono altresì presenti in ambiente costiero.

Le valli fluviali, infine, si presentano per lo più con scarso o nullo trasporto liquido, ad eccezione di piccoli bacini a regime tipicamente torrentizio. Unico corso d'acqua di rilievo è quello del Fiume Tacina, a Ovest di Le Castella (immediatamente fuori l'area di studio), i cui apporti sedimentari alimentano le spiagge emerse e sommerse correlate.

Caratteri petrografici dei sedimenti costieri

Da un punto di vista sedimentologico il tratto costiero ionico settentrionale, compreso tra la foce del Fiume Crati e fino al promontorio di Isola Capo Rizzuto, risulta suddiviso in sei distinte petrologiche province costiere (Critelli & Le Pera, 2003), caratterizzate da tipici *trend* composizionali.

L'area oggetto del presente lavoro ricade nelle seguenti due province petrografiche costiere:

1) *Provincia Litoranea del Neto*: compresa tra Strongoli e Capo Colonna, ha come sistema di drenaggio principale il Fiume Neto, nonché sistemi di drenaggio secondari. Il sistema deltizio del Neto forma un pronunciato delta, in forte accrescimento, il cui carico solido è disperso lungo costa per numerosi chilometri. Da un punto di vista composizionale, la provincia del Neto ha sabbie quarzoso-feldspatiche con più o meno eque proporzioni di quarzo e feldspato. Il quarzo è sempre abbondante e tra i feldspati il plagioclasio domina rispetto al feldspato potassico. Il quadro dei frammenti di roccia indicano che si tratta di sabbie di provenienza da rocce metamorfiche, plutoniche e sedimentarie. I frammenti di roccia principali sono plutonici e metamorfici, a testimonianza di una provenienza dai terreni cristallini paleozoici delle Unità della Sila, e il contributo detritico da rocce sedimentarie indica una provenienza multiciclica dai terreni sedimentari delle successioni del Tortoniano-Pleistocene;

2) *Provincia Litorale di Isola Capo Rizzuto-Le Castella*: compresa tra Capo Colonna e Le Castella. Da un punto di vista composizionale, tale provincia ha due distinte petrofaccies sabbiose: la più meridionale è data da sabbie quarzoso-feldspatiche (petrofaccies del Tacina) con più o meno eque proporzioni di quarzo e feldspato. Il quarzo è sempre abbondante e, tra i feldspati, il plagioclasio domina rispetto al feldspato potassico. L'analisi dei frammenti di roccia indicano che si tratta di sabbie di provenienza da rocce metamorfiche, plutoniche e sedimentarie. I frammenti di roccia principali sono plutonici e metamorfici, testimonianza, questa, di una

provenienza dai terreni cristallini paleozoici delle Unità della Sila; mentre il contributo detritico, da rocce sedimentarie, indica una provenienza dai terreni delle successioni del Tortoniano-Pleistocene. La petrofaccies centrale e settentrionale della Provincia litoranea è data, invece, da sabbie litiche con abbondanti frammenti di rocce sedimentarie provenienti dalle successioni pleistoceniche che costituiscono le aree collinari del sistema di drenaggio.

Per quanto riguarda i dettagli sulla dinamica e le caratteristiche sedimentologiche, composizionali delle province litoranee ioniche e delle relative aree marine, i dati desunti derivano da Pennetta (1992), Critelli & Le Pera (1994; 1998; 2003), Le Pera (1998), Critelli (1999), Bernasconi *et alii*, (2002).

Sistema di drenaggio

Il sistema di drenaggio presente nell'area di studio è caratterizzato solamente da bacini idrografici di limitata estensione. Il più importante corso d'acqua è rappresentato dal Fiume Tacina che ricade immediatamente a Ovest di Le Castella e quindi, anche se fuori dall'area di studio, non può non essere preso in considerazione per il rilevante apporto sedimentario ai litorali sabbiosi.

I principali caratteri geomorfologici del F. Tacina sono riportati in Tabella 1. L'orientamento dell'asta fluviale, controllato dai maggiori allineamenti strutturali, si sviluppa dapprima in direzione W-E e successivamente, in prossimità del centro abitato di Roccabernarda, segue una direzione N-S fino a sfociare nel Mar Jonio originando una modesta foce a cuspid.

Tabella 1, Caratteristiche geomorfologiche del Fiume Tacina e suoi affluenti.

Table 1, *Geomorphological features of the Tacina River and their tributaries.*

BACINO	Superficie (Km)	Perimetro (Km)	Quota media s.l.m.
Fiume Tacina	426,40	124,20	623,7
Fiume Tacina fino alla confluenza Fiume Soleo	124,87	83,97	934,3
Fiume Soleo	80,42	56,41	1.019,4
F. Tacina dalla confluenza F. Soleo fino a F. S. Antonio	69,65	44,77	128,4
Fiume S. Antonio	87,90	57,17	623,1
F Tacina dalla confluenza con il F. S. Antonio fino alla foce	63,60	45,74	68,0

Le prime polle sorgive del bacino sono ubicate nel massiccio della pre-Sila catanzarese ed in particolare prendono origine da Timpone Morello (quota 1665m s.l.m.) e M.te Gariglione (quota 1765m s.l.m.), entrambi geologicamente caratterizzati dal complesso cristallino metamorfico dell'Unità di Monte Gariglione (Amodio Morelli *et alii*, 1976). Tale complesso, soggetto a notevoli sollecitazioni tettoniche (Ciaranfi *et alii*, 1982) e ad intensa alterazione da agenti atmosferici, spesso si

presenta in un ammasso quasi incoerente, facilmente erodibile e quindi con caratteristiche fisiche e meccaniche ben diverse da quelle originali. Di conseguenza la porzione di testata del bacino presenta una morfologia molto incisa: caratterizzata da aspre e strette valli con pendenze molto accentuate. Dalla quota collinare dei 300m s.l.m. e fino alla foce, il reticolo idrografico presenta una morfologia più blanda, in coincidenza con una variazione litologica dei sedimenti (terreni Mio-Pliocenici), più facilmente erodibili, presenti al contorno dei complessi cristallino-metamorfici. Nella corona di testata del bacino unici affluenti significativi, in termini di portate, sono presenti in destra idrografica e sono rappresentati dal F. Sant'Antonio ed il F. Soleo.

L'analisi della curva ipsografica dell'intero bacino (Figura 3) evidenzia, per la zona di testata, una modesta concavità rivolta verso il basso, ossia un alto valore dell'integrale ipsometrico ($>0,5$). Tale dato indica, quindi, un "ciclo geomorfico" del reticolo in fase giovanile ("stadio di inequilibrio" – Strahler, 1952a; 1952b; 1964), nel quale i processi erosivi delle acque fluviali si esplicano principalmente nell'erosione verticale, ossia nel progressivo approfondimento dell'alveo. Ciò è ulteriore evidenza di recenti sollevamenti tettonici (stimati tra 0,4 e 1,8 m/Ka da: Cosentino *et alii*, 1989; Palmentola *et alii*, 1990; Knott & Turco, 1991) e quindi di un ringiovanimento del reticolo, cui fa seguito una scarsa organizzazione gerarchica.

Tale condizione, come nel caso in esame, è solita manifestarsi con forme vallive molto incise, ripide e con tipiche morfologie a V. L'analisi della curva ipsometrica evidenzia, inoltre, una netta variazione delle condizioni del ciclo geomorfico attorno alla quota dei 300m s.l.m., in cui è possibile osservare un punto di flesso oltre il quale la stessa si presenta con una netta concavità rivolta verso l'alto. Questa condizione, che evidenzierebbe un basso valore dell'integrale ipsometrico ($<0,5$), suggerisce

uno stadio geomorfologico in fase di vecchiaia ("stadio *Monadnock*"- Strahler, 1952a; 1952b; 1964), nel quale i processi erosivi risultano relativamente attenuati. Ne deriva che il bacino del Tacina, per il tratto idrografico in questione, tende ad un'erosione regressiva ossia rivolta verso la cattura degli spartiacque. Comportamento, questo ultimo, che è solito svilupparsi a seguito di un elevato approfondimento del greto fluviale con conseguente diminuzione del dislivello rispetto al tratto di foce.

L'inversione del comportamento geomorfologico del bacino imbrifero del Tacina, come appena descritta, avviene quindi attorno alla quota dei 300m s.l.m., ossia in corrispondenza di una netta variazione litologica: in cui dai terreni cristallini delle Unità Alpine si passa a quelli mio-pliocenici molto più erodibili.

L'ordine di gerarchizzazione delle aste fluviali del Bacino del Tacina, eseguito secondo i parametri di Horton (1945), evidenzia una prevalenza dei rami fluviali appartenenti al 1° e 2° ordine (Tabella 2), mentre l'ordine massimo è il 7° (con solo 1 asta). Tale condizione indicherebbe una modesta organizzazione della geometria del reticolo idrografico e quindi la sua tendenza evolutiva a subire significative modificazioni, caratteristica questa che si riflette sull'elevata possibilità di apporto solido verso mare.

Tabella 2, Parametri di Horton (1945) per il Fiume Tacina
Table 2, Horton's Parameters (1945) for the Tacina River

Ordine	Numero di Aste	Lunghezza Totale (km)
1	5106	874,02
2	1202	391,15
3	258	185,89
4	59	95,30
5	12	77,74
6	3	19,71
7	1	16,15



Figura 3, Bacino del Fiume Tacina e relativa curva ipsografica
Figure 3, Tacina River drainage basin and related ipsographic curve

I corsi d'acqua ricadenti, invece, all'interno dell'area oggetto di studio presentano tutti regimi a carattere prevalentemente torrentizio. Caratteristiche queste ultime che determinano apporti sedimentari non continui e di conseguenza una minore incidenza sull'evoluzione morfologica dei litorali sabbiosi. Ciò non esclude che eventi di piene e di sovralluvionamento (tipo l'evento del 2000 lungo il Fiume Beltrame - Ietto, 2000) possano attivarsi in occasione di eventi piovosi particolarmente intensi.

Infine il grado di irrigidimento artificiale di tali greti è spesso elevato, come nel caso del vallone Dragone in cui briglie ed argini riducono notevolmente la capacità d'erosione e quindi l'apporto sedimentario alle spiagge contigue. Opere d'irrigidimento fluviale sono altresì presenti lungo il corso d'acqua di Pozzo Fieto e Vallone Vorga.

Caratteristiche meteomarine

La morfografia di una spiaggia, emersa e sommersa, è effetto della dissipazione dell'energia del moto ondoso, per cui varia continuamente ed in funzione delle condizioni meteorologiche e dei sedimenti disponibili lungo costa. Ne deriva che la spiaggia è il prodotto del moto ondoso, il cui studio evolutivo non può prescindere da un'analisi delle condizioni meteo-marine che la caratterizzano. A tale scopo, per il settore Capo Colonna - Le Castella, sono stati censiti ed analizzati i dati rilevati dalla stazione di Crotona, appartenente alla Rete Meteomarina Nazionale (RMN), e dalla boa appartenente alla Rete Ondametrica Nazionale (RON), ubicata a largo di Capo Colonna, che rappresentano le uniche stazioni di misura più prossime all'area d'interesse. Tali informazioni, per quanto rilevate nella zona di limite settentrionale dell'area di studio e quindi con un'esposizione leggermente diversa agli eventi meteomarinari, forniscono comunque un valido contributo alla definizione delle condizioni energetiche lungo il litorale in esame. Allo stesso scopo è stato delineato il ventaglio delle direzioni di provenienza delle possibili mareggiate (Settore di Traversia) e le relative estensioni di mare libero (*fetches*) (Figura 4).

Tale studio ha evidenziato che il litorale a Sud di Le Castella presenta un settore di Traversia compreso tra N120° (*fetch* 1245 Km) e N200° (*fetch* 750 Km). Invece, per il tratto compreso tra Le Castella e Capo Colonna, il Settore di Traversia Principale è compreso tra N120° (*fetch* 1410 Km) e N180° (*fetch* 855 Km); mentre l'intervallo di direzioni compreso tra N60° e N110° è quello rappresentativo del settore di traversia secondario, con *fetches* dell'ordine di 250-300 Km. L'esposizione, invece, per il tratto di litorale a Nord di Capo Colonna risulta essere compreso tra N30° e N120°, i cui *fetches* misurano rispettivamente 120 Km e 1350 Km.

L'elaborazione dei dati meteomarinari (Figura 5),

ottenuti dalle stazioni RMN e RON, rileva che il mare regnante ha una direzione di provenienza N180° (con una frequenza pari all'8%) con altezza delle onde compresa tra 0,5 e 2,1m; mentre il mare dominante ha una provenienza da N130° con altezza delle onde fino a 5,7m ed una frequenza dell'ordine del 6% circa.



Figura 4, Settore di traversia e relativi fetches
Figure 4, Direction of exposure and respective fetches;

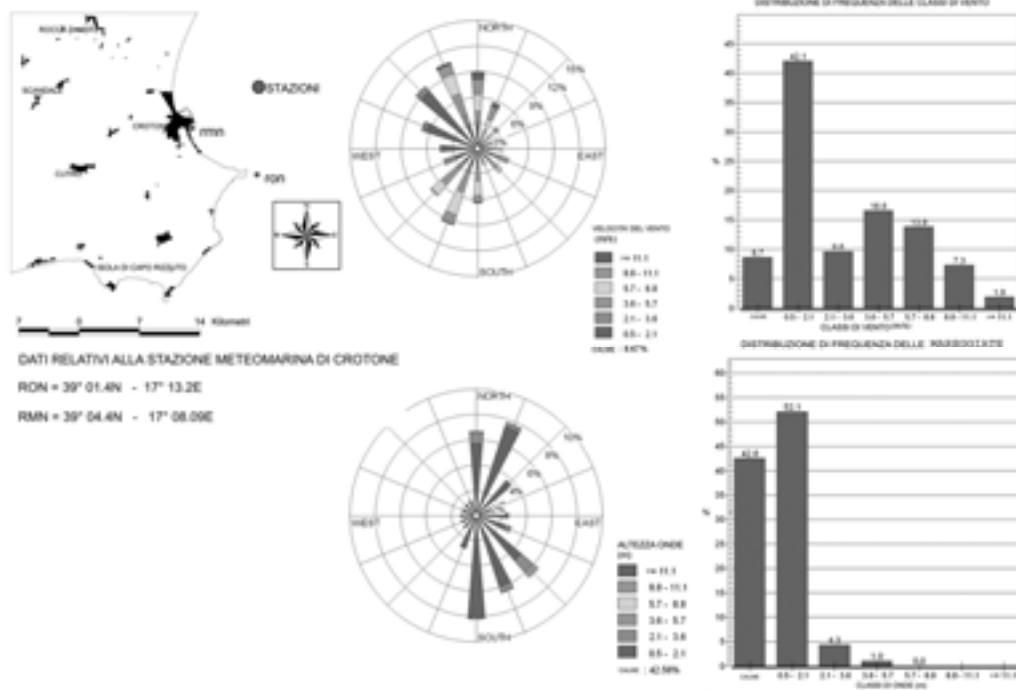
Dall'istogramma della distribuzione di frequenza delle onde risulta inoltre che le mareggiate più frequenti (con il 52,1%) sono quelle con altezza di onde pari a 0,5-2,1m, mentre i periodi di calma hanno una frequenza dell'ordine del 42,6%. L'analisi di tali dati, ha quindi permesso di identificare in N120°-130° la direzione delle mareggiate più vulnerabili per il tratto di costa in esame.

Coerenti al quadro descritto sono i dati eolici, da cui risulta che i venti più frequenti (9-11%) e allo stesso tempo i più intensi, spirano dal settore N-NW con una direzione di provenienza compresa tra N340°-360° e con velocità superiore ai 11,1 m/s. Classe di frequenza leggermente minore (dell'ordine del 6-9%) e velocità compresa tra 8,8-11,1 m/s sono i venti che spirano invece da S-SW (N180°-200°).

L'osservazione della distribuzione di frequenza delle classi di vento denota, inoltre, che il litorale in esame si presenta particolarmente ventoso con solo l'8,7% di periodi di calma, mentre il 42,1% risulta la frequenza dei venti con velocità compresa tra 0,5-2,1 m/s, e l'1,9% è la frequenza dei venti con velocità superiori ai 11,1 m/s.

Morfologia dei litorali

Il tratto di litorale emerso compreso tra i centri abitati di Crotona e Le Castella risulta, per quasi la sua totale estensione, caratterizzato da coste alte in roccia tenera (argille e sabbie) interrotte da limitati tratti sabbiosi delle *pocket beach*.



porzione settentrionale). Tuttavia pendenze maggiori, con morfologie molto acclivi, sono presenti in prossimità dei principali promontori, soprattutto in prossimità di Capo Rizzuto e Capo Colonna dove le pendenze raggiungono rispettivamente valori del 6,5% e 6%. Caratteristica, quest'ultima, che condiziona notevolmente l'evoluzione morfologica costiera, poiché profili molto acclivi consentono uno scarso dissipamento dell'energia del moto ondoso, per cui le onde raggiungono con estrema violenza la linea di costa causando accentuati processi

erosivi. Tali condizioni risultano particolarmente vulnerabili soprattutto nei confronti delle porzioni di falesia costiera caratterizzate, come precedentemente accennato, da depositi argillosi alla base con sedimenti arenitici alla sommità. Difatti l'elevata facilità d'erosione delle argille, da parte del moto ondoso, è causa di rapidi e ripetuti crolli dei soprastanti sedimenti arenitici, data la quasi corrispondenza tra il livello medio mare ed i livelli argillosi suborizzontali.

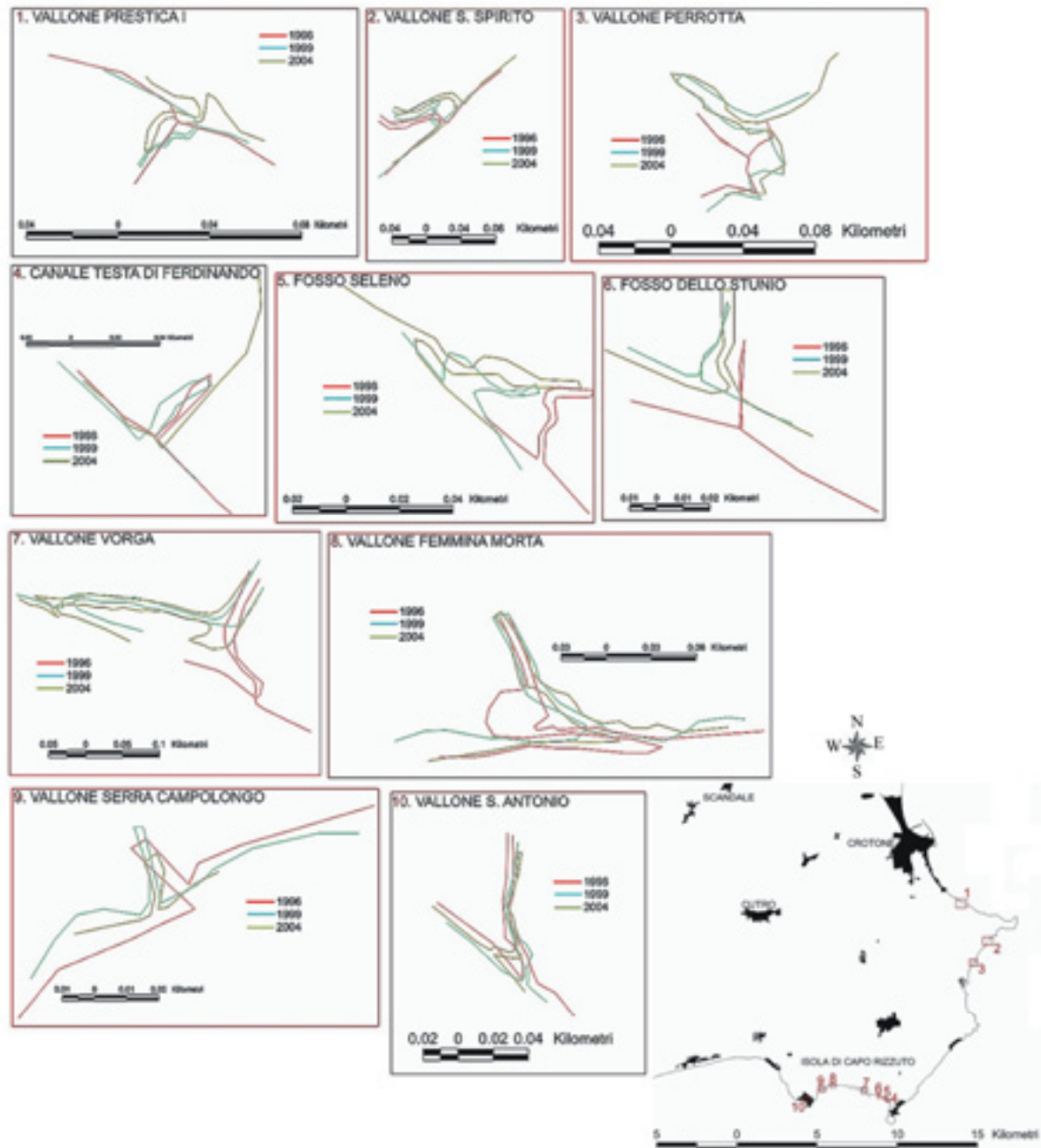


Figura 6, Variazione delle Foci dei Fiumi nell'intervallo 1996-2004, desunte dall'osservazione di aerofotografie.
Figure 6, Historical modifications of the fluvial mouths during the 1996 to 2004 based on aerophotogrammetric analysis.

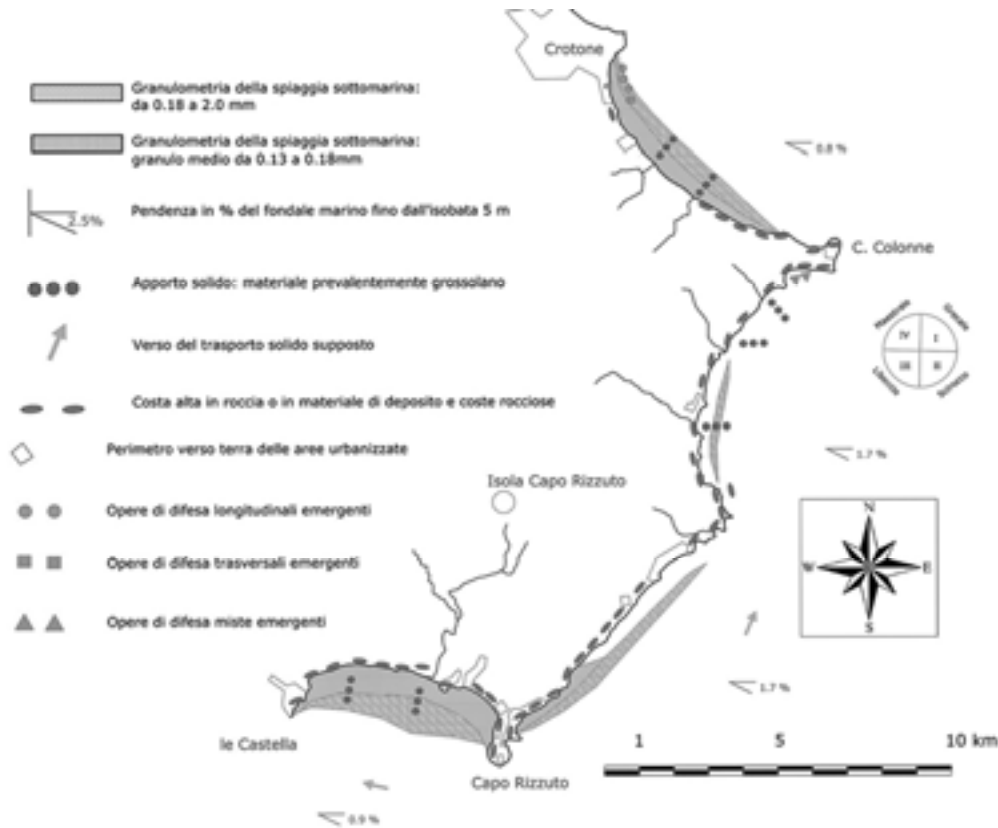


Figura 7, Carta Geomorfologica delle Spiagge
 Figure 7, *Geomorphological map of the studied Coastal Zone*

L'elevata acclività del profilo morfologico marino è facilmente desumibile anche dall'osservazione delle batimetrie, da cui si evince come profondità dell'ordine dei -100m vengono raggiunte a distanze di circa 1,4 km dalla linea di riva sia in prossimità di Capo Colonna che di Capo Rizzuto. In particolare, per questo ultimo promontorio, profondità dell'ordine dei -1000m viene raggiunta appena ad una distanza di 7 km dalla linea di costa. Si evidenziano cioè acclivi scarpate sottomarine legate o meno a canyons, alimentanti a loro volta bacini prossimi alla riva. Questa morfologia sommersa molto articolata condiziona fortemente il trasporto solido litoraneo, per cui i sedimenti transitanti sotto costa vengono irrimediabilmente allontanati verso profondità bacinali. Ciò è causa di una persistenza precaria di tutti gli ammassi detritici in transito sotto costa, a meno di apporti continui da terra e per volumetrie prevalenti sulle quantità di trasporto al largo.

Evoluzione della linea di costa e metodologia di studio

La ricostruzione della linea di costa dal 1954 al 2004, per il tratto compreso tra Crotona a Nord e Le Castella a Sud, è stata condotta mediante digitalizzazione delle linee di riva degli anni 1954, 1996, 2004, presenti sulle

cartografie IGM esistenti. Su tali cartografie sono stati inoltre individuati i caposaldi di riferimento utilizzati per il confronto delle misure puntuali tra gli stessi caposaldi e la linea di costa nelle diverse annualità osservate. Per una migliore trattazione ed analisi del problema, l'intera area è stata suddivisa in 11 zone, identificate in funzione dei tratti di spiaggia contigui. All'interno di ciascuna zona è stata quindi ricostruita la tendenza evolutiva della linea di spiaggia per gli intervalli temporali: 1954-1996 e 1954-2004; le cui misure puntuali sono state diagrammate su istogrammi (Figura 9).

Sono state inoltre stimate le variazioni delle superfici di spiaggia calcolando le aree comprese fra le coppie di linee negli intervalli di tempo 1954-2004; anche qui l'intera area è stata suddivisa in 5 settori, per ciascuno dei quali è stata calcolata la variazione areale (m²) della linea di costa, i cui valori sono stati riportati su specifici istogrammi (Figura 10). Dall'analisi delle superfici di spiaggia erosa o in progradazione è quindi emerso che lungo i circa 40 Km di litorale esaminati prevale una tendenza erosiva e quindi di sostanziale bilancio negativo degli apporti sedimentari da terra (Tabella 3).

In questo capitolo verranno discussi solo i dati più significativi ai fini dello studio evolutivo della fascia costiera, essendo ampiamente riportati i valori puntuali nei rispettivi istogrammi. Dall'analisi geomorfologica

risulta, quindi, che i maggiori tassi di arretramento, registrati negli ultimi 50 anni (1954-2004), si sono avuti a Nord del centro abitato di Crotona (Zona 1) con valori locali dell'ordine di -100m, a cui corrisponde un tasso di variazione medio di circa -2m/anno. Altra zona di elevato arretramento della linea di spiaggia è quella in prossimità dell'abitato di Marinella (Zona 4) e Capo Bianco (Zona 7), che registrano rispettivamente tassi erosivi dell'ordine di -50m e -25m circa per lo stesso intervallo temporale.

Tabella 3, Evoluzione delle superfici di spiaggia per il periodo 1954-2004 (per la corrispondenza dei settori vedi Figura n 11)

Table 3, Evolutionary trends of the coastal surface during 1954-to-2004 (see Figure 11 for the locations of the sectors 1 to 5)

SETTORI	Avanzamento (m ²)	Arretramento(m ²)
SETTORE 1	3.355 pro parte	19.550 pro parte
SETTORE 2	7.315 p.p.	40.265 p.p.
SETTORE 3	4.820 p.p.	39.430 p.p.
SETTORE 4	21.590 p.p.	21.380 p.p.
SETTORE 5	26.795 p.p.	6.210 p.p.
TOTALE	63,8 10 ³	12,6 10 ⁴

L'elevato arretramento registrato nella zona 1, nell'area sottoflutto al centro abitato di Crotona, è verosimilmente attribuibile all'elevata pressione antropica degli ultimi anni, causa della distruzione o sezionamento della fascia dunare la cui deflazione ha ulteriormente impoverito gli arenili già in situazione precaria. A tale attività v'è da aggiungere l'influenza dell'opera portuale che funge da ostacolo al naturale trasporto sedimentario, qui orientato Sud-Nord, impedendo l'alimentazione delle spiagge a Nord dello stesso. All'irrigidimento antropico del tratto costiero, va considerato inoltre che lo stesso litorale è soggetto ad elevate condizioni energetiche del sistema marino, in quanto esposto direttamente ai mari dominanti provenienti da N130° con *fetch* di circa 1350 Km e con altezza delle onde fino a 5,7m. Ugual esposizione presentano anche le zone 4 e 7, in cui la pressione antropica risulta decisamente minore rispetto alla precedente, ed i valori erosivi medi sono dell'ordine di -1m/anno e -0,50m/anno.

Il trasporto solido lungo costa, specie ad opera delle correnti longitudinali, è facilmente apprezzabile dal ripascimento delle aree a ridosso degli interventi di difesa rigidi (scogliere, pennelli, moli e quant'altro) posti in opera lungo il settore costiero esaminato, soprattutto a Sud del centro abitato di Crotona. Tale ripascimento risulta sempre coerente con la direzione del trasporto costiero. Tuttavia l'alternanza tra aree di spiaggia in erosione e aree progradanti, autorizza a considerare ancora attivo almeno un minimo di trasporto solido lungo costa. Di conseguenza può rilevarsi non del tutto esaurito, almeno per i corsi d'acqua meno regimati, l'apporto detritico a mare per via fluviale, come testimonia l'avanzamento del tratto di costa, per l'intervallo di

tempo 1953-2004, a Sud del Torrente Vorgia (zona 9). Per tale zona il prevalente avanzamento della linea di costa, così come per la zona 11, è tuttavia giustificabile anche da una ridotta pendenza dei fondali (0,9%). Difatti, come si può notare dalla Figura 8, i corrispondenti profili batimetrici (n°8 e n°10) denotano una graduale pendenza dei fondali sottocosta e cioè un accenno di piattaforma costiera causa sia di un maggior dissipamento dell'energia del moto ondoso che di un mancato trasporto dei sedimenti verso bacini profondi. Per le restanti zone, in cui prevale un bilancio sedimentario negativo, i profili batimetrici si presentano per la maggior parte con accentuata acclività e ridotta piattaforma costiera, condizione questa che determina una persistenza precaria dei sedimenti in transito sotto costa e quindi un allontanamento verso profondità bacinali.

Dalla ricerca condotta emerge, comunque, che i tratti di litorale che risentono maggiormente dei processi erosivi sono quelli corrispondenti alle "pocket beaches", dal momento che queste, mentre risultano direttamente esposte al moto ondoso, non vengono adeguatamente rifornite da terra, né beneficiano del surplus sedimentario tipico di contesti di sovralimentazione di litorali. Infatti tali spiagge, essendo naturalmente racchiuse tra accentuati promontori, affiderebbero la loro persistenza solo ad un eccesso di sedimenti. Inoltre i promontori che limitano le piccole spiagge sono anch'essi sottoposti a lenta demolizione e continuo arretramento a causa della corrispondenza geomorfologica tra livello d'erosione marina e affioramento dei livelli argillosi, nonché l'altezza dei fondali e quindi l'elevata energia scaricata sulle stesse falesie.

Cause dell'erosione delle spiagge

L'arretramento costiero è un fenomeno attribuibile a diverse cause che determinano modificazioni nel sistema litoraneo, tra queste alcune risultano di ordine naturale, altre, probabilmente le più incidenti nel medio-breve periodo, sono indotte dall'uomo. Le cause di ordine naturale consistono nell'innalzamento del livello mare, fenomeno riconosciuto per tutto il pianeta, e che a tutt'oggi non si è ancora in grado di distinguere i contributi derivanti dalle singole componenti: eustatiche, steriche, isostatiche ed eventualmente geodinamiche (Mastronuzzi *et alii*, 2002). Recenti studi (Ferranti *et alii*, 2005) indicano che per l'area di Capo Rizzuto si registrano movimenti verticali della costa dell'ordine di 0,62-0,88 mm/anno negli ultimi 125 ka. Allo stesso tempo il rilevamento del Satellite Topex Poseidon indica che, dal 1993 al 1996, l'innalzamento medio del livello marino è stato di oltre 10 mm/anno nel Mediterraneo, ma con forti variazioni regionali. Difatti all'elevato innalzamento nel Mediterraneo orientale (con punte > 30mm/anno) si passa ad un abbassamento di circa 10 mm/anno nel Mare Ionio (Pirazzoli, 2000).

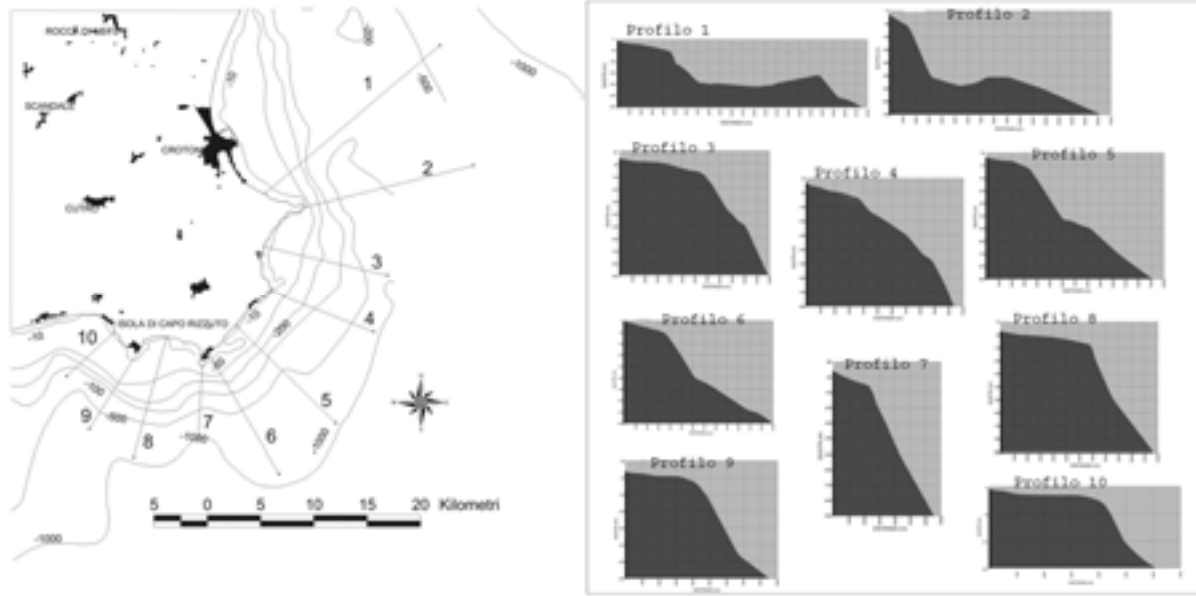


Figura 8, Carta delle batimetrie e relativi profili
 Figure 8, Bathimetric map and related morphological profiles

Se pur quest'ultimo dato è poco significativo, dato il ridotto intervallo temporale considerato, esso comunque suggerisce una situazione di disequilibrio tra i vari tratti costieri e, allo stesso tempo, evidenzia la complessità del problema.

In questo contesto diviene quindi pesante e determinante, nel breve periodo, l'azione antropica delle aree costiere, spesso abusiva, unita ad una generalizzata "difesa del suolo" fine a se stessa. A tal proposito ci si riferisce ai diffusi interventi d'irrigidimento dei greti fluviali (briglie, argini, traverse etc.), eseguiti su tutti i piccoli bacini presenti nell'area di studio, che hanno contribuito alla riduzione dell'apporto sedimentario all'ambiente di spiaggia, provocando spesso l'arretramento degli stessi sistemi di foce, come nel caso del Vallone Perrotta, Fosso dello Stunnio, Vallone Serra Campolongo, Vallone Femmina Morta (Figura 6); alla presenza di sistemi abitativi, ad uso civile e turistico, in continua espansione sui litorali fino ed oltre il limite superiore della spiaggia emersa; alla rete dei collegamenti lungo costa (strade, vie lungomare); alle opere di difesa costiera attuate in funzione esclusiva del bene da proteggere. Elementi questi che contribuiscono a distruggere la naturalità dei litorali sabbiosi ed a bloccarne la mobilità necessaria al sistema spiaggia per riequilibrarsi alle mutate condizioni ambientali indotte. È questo il caso dell'area urbana di Crotona, ove si registra il massimo tasso erosivo con valori dell'ordine di -2m/anno; valori erosivi che invece diminuiscono nettamente sulla restante fascia costiera soggetta ad una minore pressione antropica.

Il successivo tentativo di arginare l'erosione delle spiagge mediante interventi rigidi, come nel tratto

costiero a Sud di Crotona o saltuariamente sulla restante porzione di litorale (Figura 11), ha avuto come esito finale l'impedimento del trasporto lungo riva dei sedimenti e, di conseguenza, il naturale rifornimento delle spiagge in aree lontano dalle foci fluviali, o il ripascimento delle stesse da parte del materiale derivante dal demolimento delle falesie. Fenomeni, questi, che hanno quindi contribuito ad accelerare i processi erosivi nei tratti di spiaggia sottoflutto agli sbarramenti artificiali.

Altro aspetto dell'antropizzazione dei litorali, non ancora menzionato, è quello relativo al prelievo idrico dalle modeste riserve di falda mediante pozzi, nonché lo sfruttamento di giacimenti di idrocarburi gassosi sia lungo la costa (a Nord di Capo Cimiti) che principalmente nell'*off shore*. Entrambi gli emungimenti sono causa di diffusa e comprovata subsidenza del piano campagna (Palmieri, 1992; Agip, 1998; Guerricchio *et alii*, 2000, 2001) e quindi contribuiscono ulteriormente all'arretramento della linea di battigia.

L'esito, quindi, è stato e può continuare ad esserlo, la trasformazione della fascia di litorale, in equilibrio o talvolta in progradazione, in una zona a rischio, sulla quale gli interventi di antropizzazione (scogliere, porti turistici, residenze, prelievo di risorse) finiscono con il determinare un disequilibrio fra le componenti ambientali, modificandone le relazioni funzionali e quindi alterandone la naturale dinamica. Conseguenza diretta, in gran parte dei casi, è stata quindi l'erosione degli arenili sabbiosi o l'aumento della loro vulnerabilità specie in un tratto costiero, come quello in esame, caratterizzato da un elevato sistema energetico del moto ondoso e da morfologie marine che favoriscono la naturale perdita dei sedimenti verso profondità bacinali.

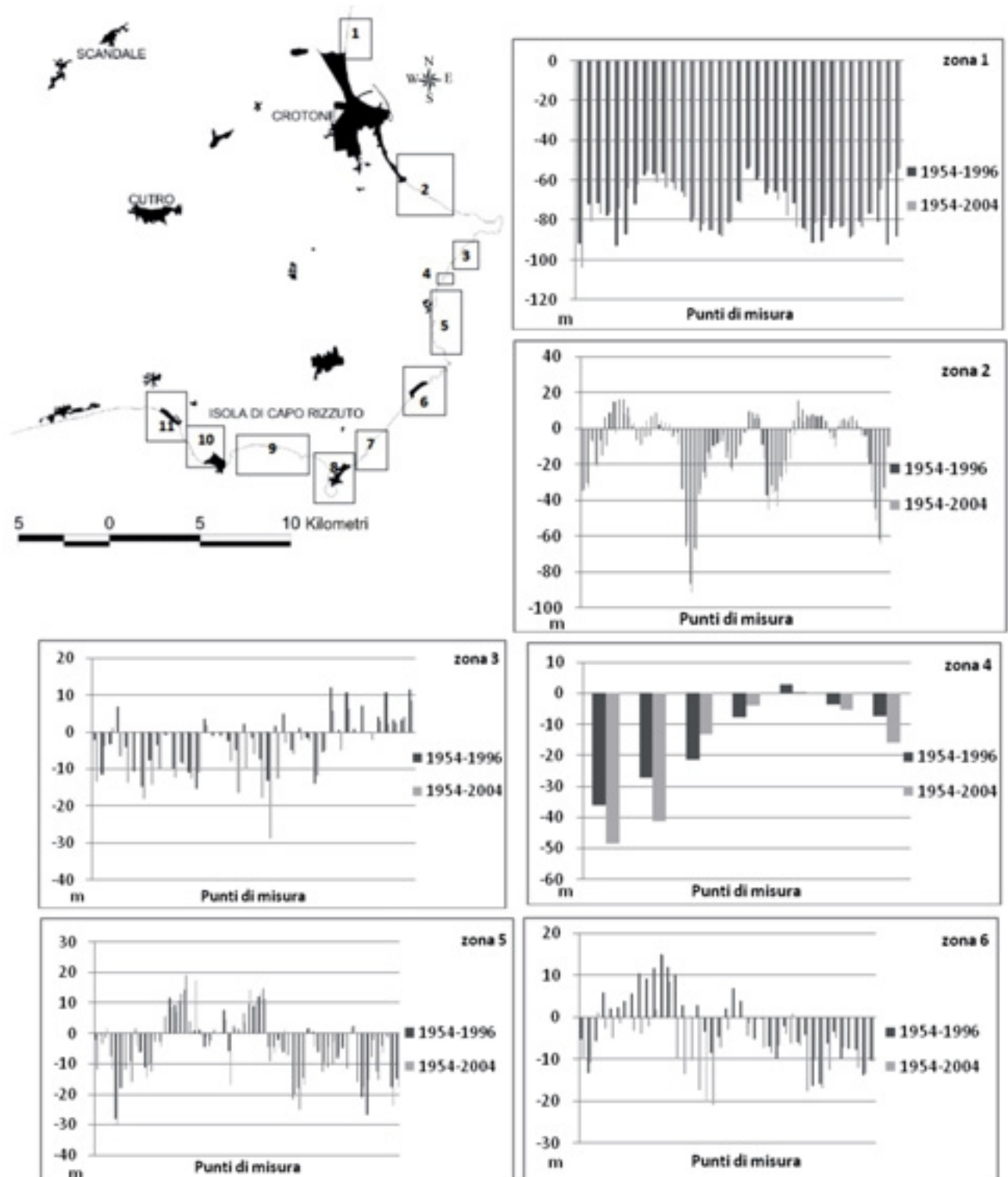
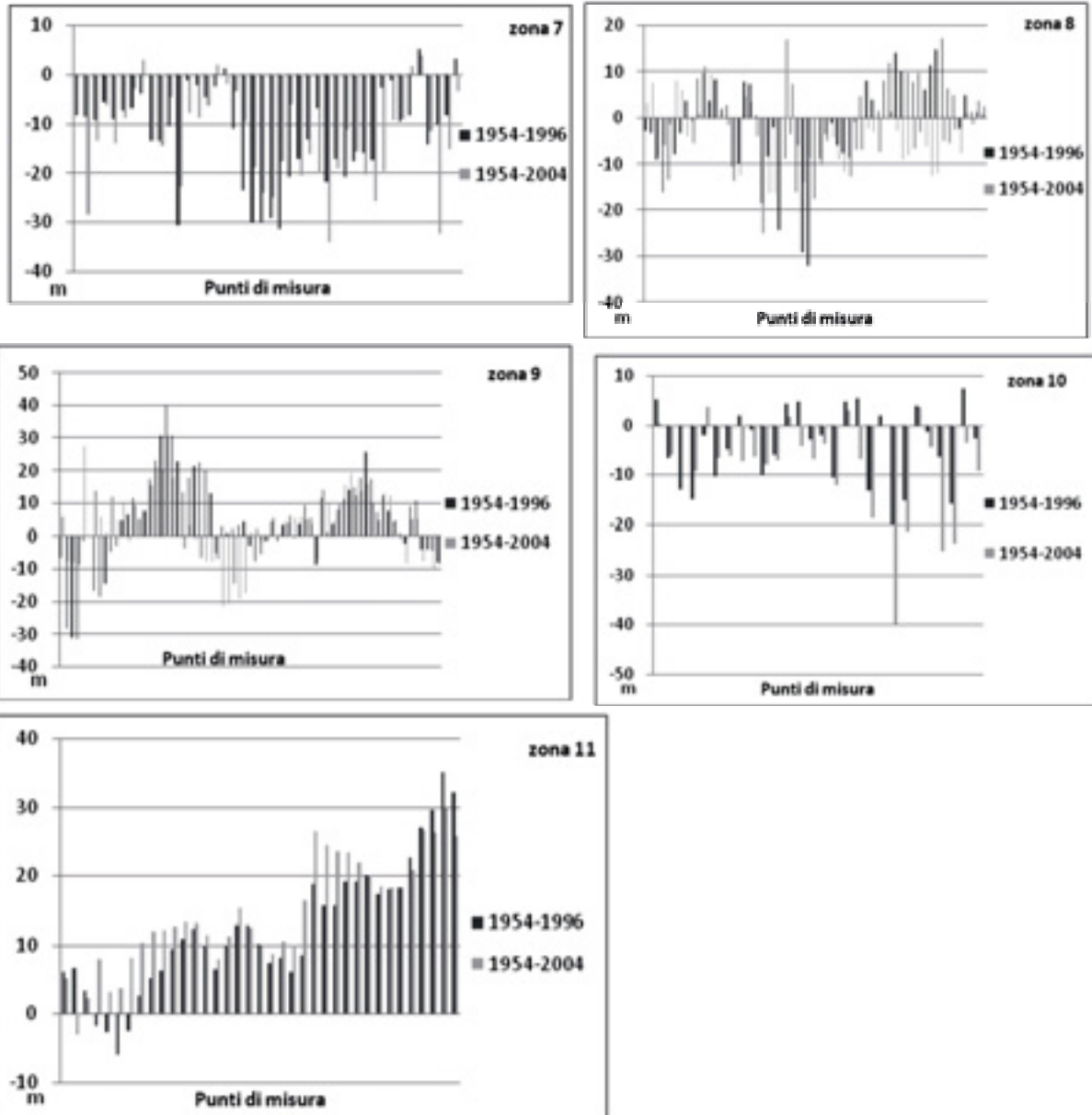


Figura 9, (Questa pagina e la pagina seguente) Istogrammi delle variazioni puntuali della linea di costa, per gli intervalli di tempo 1954-1996 e 1954-2004, misurate rispetto ai caposaldi di riferimento; l'intera area di studio è stata suddivisa in 11 zone in cui risulta una prevalente tendenza erosiva.

Figure 9, (This and next page) Histograms of the single variations of the coastal zone reconstructed on historical variations of the 1954-to-1996 and 1954-to-2004; the study area has subdivided into 11 areas where erosional processes are dominant.



Conclusioni

Lo studio dell'evoluzione della linea di riva, della morfologia di spiaggia emersa e sommersa, nonché del regime meteo marino del settore di costa compreso tra l'abitato di Crotona, a Nord, e Le Castella a Sud, ha consentito di mettere in evidenza i processi morfologici attivi e di riconoscerne le rispettive cause.

Dall'osservazione dei dati meteo marini è emerso che l'intero tratto di costa risulta soggetto ad elevate condizioni energetiche del sistema ondoso, con direzione dei mari dominanti, presenti con una frequenza del 6%, orientata N120°-130° a cui corrisponde un *fetch* di 1410 km capace di generare onde fino a 5,7m d'altezza; mentre i periodi di calma si manifestano con una percentuale del

42,6%. Allo stesso modo l'analisi dei dati eolici ha permesso di definire il litorale particolarmente ventoso con solo l'8,7% di periodi di calma. Condizioni queste che, unite alla presenza di ripidi fondali e canyons che si dipartono a poca distanza dalla linea di spiaggia, contribuiscono a modellare in tempi brevi i profili costieri.

L'osservazione, inoltre, dell'area marina prospiciente la costa, ha permesso di riconoscere la presenza di un substrato roccioso costituito da calcareniti pleistoceniche e da sedimenti olocenici caratterizzati da sabbie e peliti. Tale substrato dà luogo ad un'area sub-pianeggiante con presenza, tra le isobate -5 m e -12m, di alti morfostutturali sulla parte esterna della stretta piattaforma e oggi colonizzati dalla *Posidonia oceanica*.

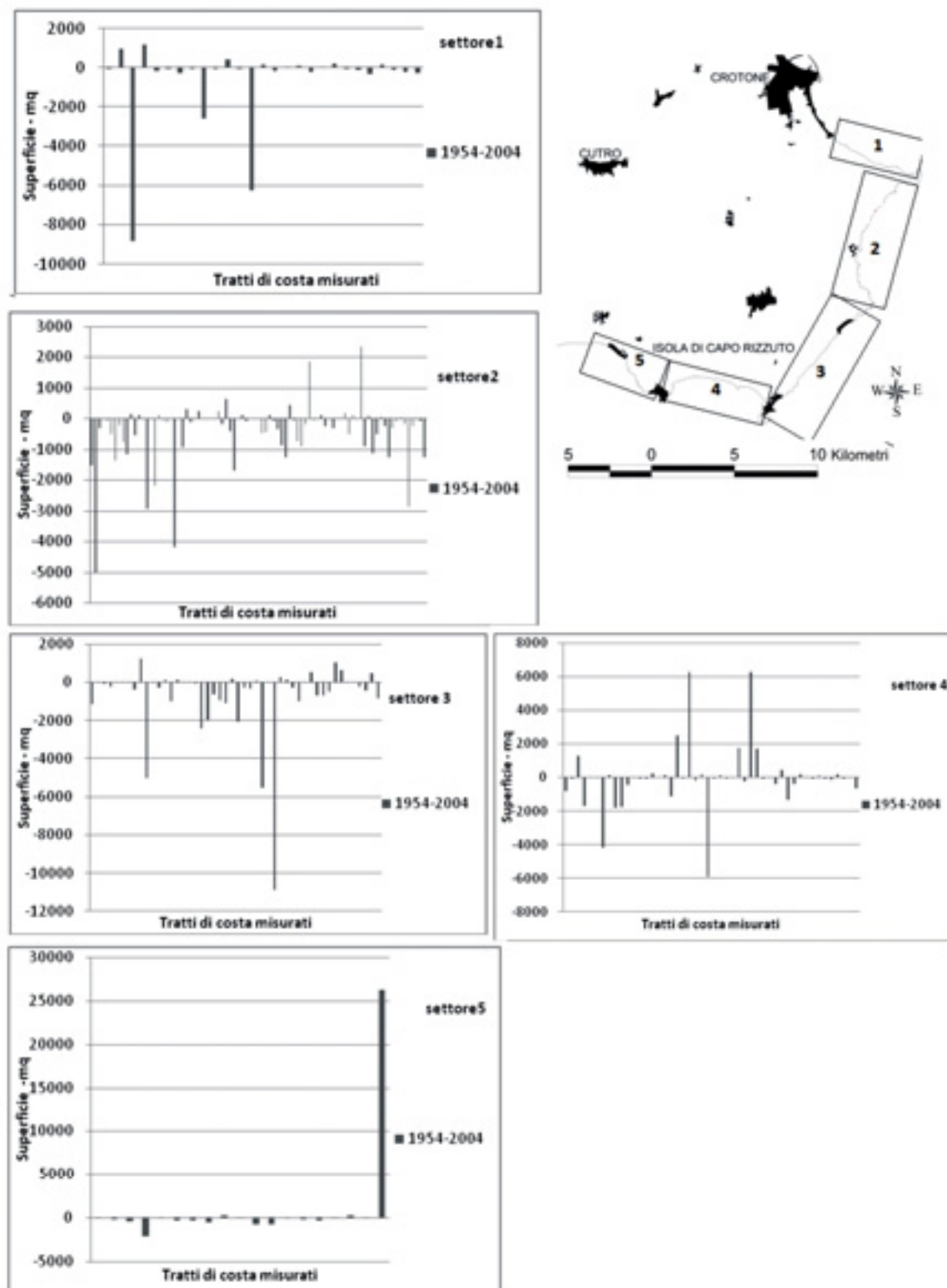


Figura 10, Istogrammi delle variazioni delle superfici di spiaggia (misurate in m^2) nell'intervallo di tempo 1954-2004 per il tratto di costa interessato e suddiviso in 5 settori.

Figure 10, Histograms for the areal coastal variations (in m^2) during 1954-2004 observations of the study area. The study area has been here subdivided into 5 sectors.

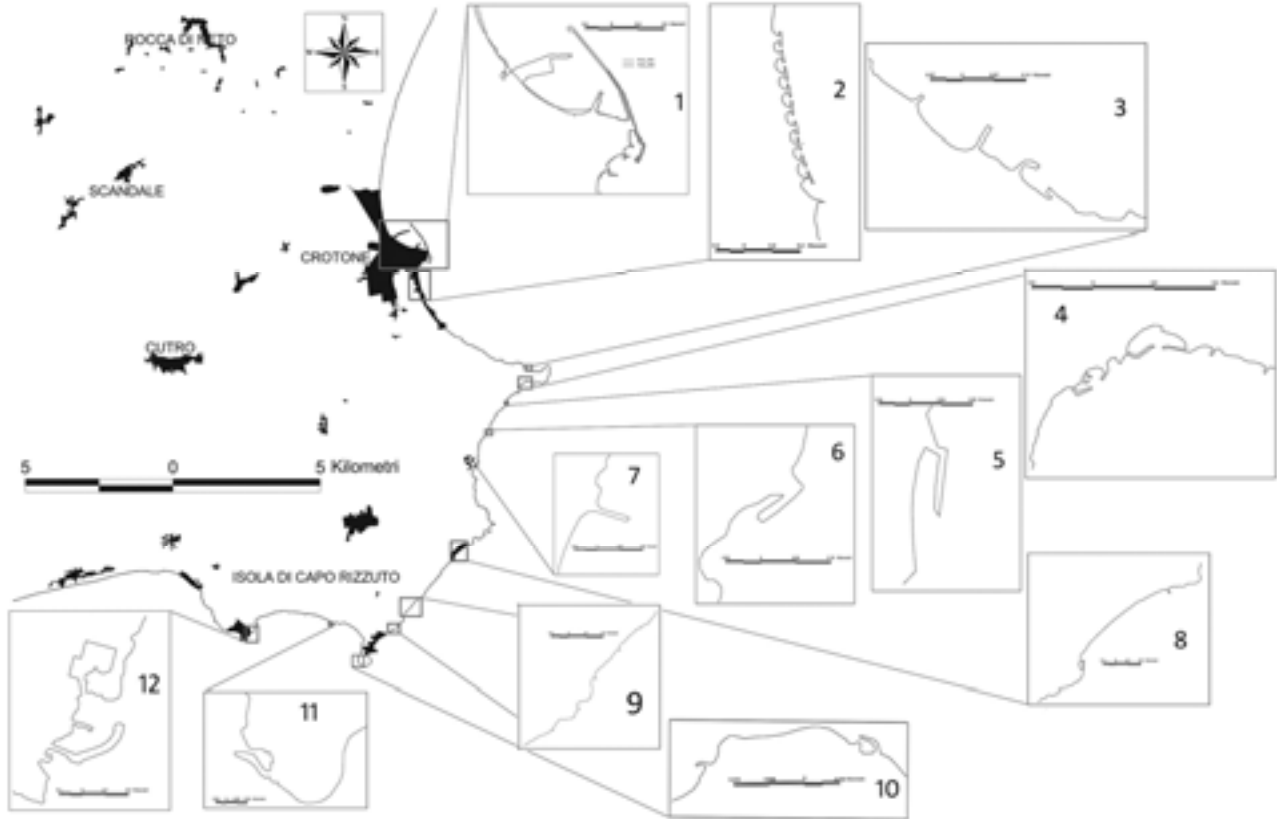


Figura 11, Profili degli interventi rigidi a protezione del tratto di costa studiato: 1) struttura portuale; 2) pennelli a T; 3) pennelli; 4, 5,6,7) scogliere foranee; 8,9,10,11) interventi rigidi misti (pennelli e scogliere foranee); 12) struttura portuale;

Figure 11, Profiles of the marine drive sea defence works in the area's study: 1) artificial harbour; 2) T-shaped groins; 3) groins; 4, 5,6,7) outer break-water; 8,9,10,11) diverse marine drive sea defence (groins and outer break-water)); 12) artificial harbour;

Lo studio composizionale delle sabbie ha evidenziato la presenza, da sud a nord del tratto costiero analizzato, di due distinte petrofacies: una quarzosofeldspatica che riflette una chiara provenienza da parte del sistema di drenaggio del Bacino del Fiume Tacina; l'altra litica, data da calcareniti e calcilutiti impure, che riflette una provenienza più localizzata dall'erosione delle successioni pleistoceniche bordanti la vasta spianata morfologica di Le Castella-Capo Colonna.

Per quel che riguarda l'analisi del bilancio sedimentario costiero, per il tratto compreso tra l'abitato di Crotona e Le Castella, è stato riscontrato un complessivo deficit sedimentario, che si traduce in diffusi arretramenti della linea di riva con valori che superano localmente i -100m nell'intervallo di tempo 1954-2004. Tuttavia non mancano porzioni di costa, seppure molto ridotte, in cui il bilancio sedimentario costiero è contrassegnato da valori positivi dell'ordine dei +35m, per lo stesso intervallo temporale, e solo per quei tratti i cui profili batimetrici denotano un accenno di piattaforma costiera con fondali a pendenza blanda.

Nei tratti a costa alta, la migrazione del sistema costiero verso l'interno avviene a spese delle falesie, qui

rese più vulnerabili a seguito di un'elevata erodibilità, da parte del moto ondoso, dei depositi argillosi pliocenico-calabrianici caratterizzanti la base delle falesie.

Ridotto risulta, inoltre, l'apporto dei sedimenti ad opera dei corsi d'acqua in quanto, ad esclusione del Fiume Tacina ubicato al di fuori dell'area di studio, tutti i bacini presentano ridotte dimensioni e regimi prevalentemente torrentizi.

Dallo studio condotto emerge inoltre che l'evoluzione morfologica del sistema costiero risente fortemente della pressante e crescente attività antropica degli ultimi anni. Ci si riferisce, in tal senso, all'urbanizzazione che rende il sistema litoraneo estremamente rigido, perdendo la naturale mobilità fisiografica; alla riduzione degli apporti sedimentari dai fiumi ad opera di interventi d'irrigidimento; alla cancellazione delle aree dunari a dispetto delle vie di collegamento stradale; alla realizzazione di opere di difesa rigide, atte a proteggere i singoli beni. Testimonianza di ciò è data dagli elevati valori erosivi della linea di costa registrati in prossimità del centro abitato di Crotona, valori erosivi che invece tendono a diminuire nella restante porzione di studio al diminuire della pressione antropica.

Bibliografia

- Agip (1998) – Studio previsionale della subsidenza relativa ai giacimenti fagliati di Linda e Heralacinia (Crotona). Relazione Agip.
- Antonoli, F.; Dai Pra, G.; Segre, A.G.; Sylos Labini, S., (2004) - New data on late Holocene uplift rate in Calabria and Messina strait area, Italy. *Quaternaria Nova* 2004; pp. 45-67.
- Antonoli F., Ferranti L., Lambeck K., Kershaw S., Verrubbi V., Dai Pra G., (2006) – Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northern Sicily (southern Italy, central Mediterranean sea). *Tectonophysics*, 422, 23-40.
- Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E., Zuppetta A., (1976). - L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-magrebide. - *Mem. della Soc. Geol. It.*, 17: 1-60.
- Belluomini G., Gliozzi E., Ruggieri G., Branca M., Delitalia L. (1988) – First dates of the terraces of the Crotona Peninsula (Calabria, Southern Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 107: 249-254, 1f., 2 tab., Roma.
- Bernasconi M.P., Le Pera E., Critelli S., Randazzo G., Amore C. (2002) – Caratteri sedimentologici ed ecologici del delta del Fiume Neto, Calabria Orientale. *Studi Geol. Camerti*, nuova serie 1/2002.
- Bonardi G., Cavazza W., Perrone V., Rossi S., (2001) – Calabria-Peloritani Terrane and northern Ionian Sea.” In: Vai GB, Martini IP, editors. *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. *Bodmin: Kluwer Academic Publishers*; pp 287-306.
- Caloiero D., Mercuri T. (1980) – Le alluvioni in Calabria dal 1921 al 1970. *CNR-IRPI*.
- Caloiero D., Govi M., Piccoli R., Reali C. (1994) – Analisi delle piogge in alcune serie storiche della Calabria e della Basilicata”. *Atti Conv. “Atmospheric physics and dynamics in the analysis and prognosis of precipitation fields”*, Univ. La Sapienza – Roma.
- Ciaranfi N., Francescangeli R., Rapisardi L., (1982) – Osservazioni sulla neotettonica dei fogli 237 “S. Giovanni in Fiore” e 238 “Crotona”. *Contr. Concl. Realizzazione Carta Neotett. D'It.*; *Pubbl. Prog. Finalizzato Geodin.*, 513, 205-217.
- CNR (1997) - *Atlante delle Spiagge Italiane. Tendenze evolutive, Opere umane – Foglio 243, Isola Capo Rizzuto – S.E.L.C.A.*, Firenze.
- Cosentino D., Gliozzi E., Salvini F., (1989) – Brittle deformations in the Upper Pleistocene deposits of the Crotona Peninsula, Calabria, Southern Italy. *Tectonophysics*, 163: 205-217.
- Critelli S., Le Pera E. (1994) - Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy). *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, pp. 824-835.
- Critelli S., Le Pera E., (1998) - Post-Oligocene sediment-dispersal systems and unroofing history of the Calabrian microplate, Italy. *International Geology Review*, v. 40, p. 609-637.
- Critelli S., (1999) - The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences of the southern Apennines foreland basin system. *Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti di Scienze, Fisiche*, v. 10, p.
- Critelli S., Le Pera E. (2003) - Provenance relations and modern sand petrofacies in an uplifted thrust-belt, northern Calabria, Italy. In: *Quantitative Provenance Studies in Italy* (Ed. by R. Valloni & A. Basu). Servizio Geologico Nazionale, *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, v. 61, p. 25-39.
- D'Alessandro L., Davoli L., Lupia-Palmieri E., Raffi R. (1992) – Recent dynamics of the Tyrrhenian beaches of Calabria (Southern Italy) – *Boll. Ocean. Teor. Appl.*, Vol X n°2-3-4, 187-195.
- D'Alessandro L., Davoli L., Lupia-Palmieri E., Raffi R. (1998) – L'erosione recente delle spiagge calabresi: cause naturali e antropiche - *Atti 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It.*, Vol. A, 373-374.
- Di Grande A., (1967). Sezione tipo della Molassa di S. Mauro (Calabrian) nel Bacino Crotonese. *Riv. It. Paleont e Stratigr.*, v. 13: 199-258.
- Fabbi A., Gallignani P., Zitellini N., (1981). Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins. In: F.C. Wezel (ed.), *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. C.N.R. Italian Project of Oceanography. Bologna, Ed. Tecnoprint, 101-126.
- Ferranti L., Antonoli F., Mauz B., Amorosi A., Dal Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Snsò P., Verrubbi V. (2005) – Last interglacial sea level high stand markers along the coast of the Italian Peninsula: tectonic implication. *Journal of Quaternary International*, 145-146; 30-54.
- Gliozzi E. (1987) - I terrazzi marini del Pleistocene superiore della Penisola di Crotona (Calabria). *Geol. Romana*, 26: 17-19, 40f., 2 tab., Roma.
- Guerricchio A., La Monica, Bertoni, Bratti, Carbognin L., cesi, Chierici, dossena G., La Tegola, Succetti (2000) – Analysis of subsidence in Crotona area along the Ionian coast of Calabria, Italy. *Atti Convegno SISOLS 2000*, Torino.
- Guerricchio A., Cantafora L., Guerricchio M., Ponte M. (2001) – Discovery of submerged fixed archaeological structures in the Crotona coastal strip between strongoli Marina and Le Castella (Calabria, Italy). Consideration on coastal erosion and subsidence phenomena. *Atti Convegno 6th Inter. Symp. On Land Subsidence*; Ravenna, septemb. 2000; Vol I, pp. 17-31.
- Horton R.E. (1945) – Erosional Development of streams and their drainage basin; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*; 56 (3): 275-370;
- Knott S.D., Turco E., (1991) – Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, southern Italy. *Tectonics*, 10: 1164-1172.
- Letto F. (2000) – L'evento di piena sul Fiume Soverato del 10 settembre 2000: dati preliminari”. *Pre-print: X Congr. Naz. Geol.*; pp 156-157.
- Letto F. (2001) – Evoluzione delle spiagge tirreniche Nord calabresi negli ultimi 50 anni. *Ital. Journ. Quaternary Sciences*, 14 (2), p.p. 105-116.
- Le Pera E. (1998) - Relazioni composizionali tra aree fonti e sabbie fluviali, costiere e marine attuali e recenti in Calabria settentrionale. Università degli Studi di Bologna, Tesi di Dottorato di Ricerca in Sedimentologia, 278 pp.
- Massari F., Rio D., Sgavetti M., Prosser G., D'Alessandro A., Asioli A., Capraio L., Fornaciari E., Tateo F., (2002) – Interplay between tectonics and glacio-austasy: pleistocene succession of the Crotona basin Calabria (southern Italy). *Geol. Soc. Amer. Bull.*; 114: 1183-209.
- Mastronuzzi G., Palmentola G., Sansò G., (2002) – Lineamenti e dinamica della costa pugliese. *Studi Costieri*, 5; p.p. 9-22.
- Mazzini E. e Simeoni U. (1997) – Instability in coastal areas: littorals, foredunes and beaches – In: Marinos P.G., Koukis G.C., Tsiambaos G.C., Stournnaris G.C. (eds), *Engineering Geology and the Environmental A.A. Balkema*, Rotterdam, pp. 261-266.
- Mellere D., Zecchin M., Perale C., (2005) – Stratigraphy and sedimentology of fault-controlled backstepping shoreface, middle Pliocene of Crotona Basin. *Southern Italy. Sedimentary Geol.*; 176: pp 281-303.
- Meulenkamp J.E., Hilgen F., Voogt E., (1986) – Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc. In: Boccaletti M., Gelati R., Ricci Lucchi F., editors. *Paleog and Geodyn. Of the erythrrhenian Area*. *Gior. Geol.*, Vol. 48, pp 345-59.
- Nicholls R.J., Leatherman S.P., Dennis K.C. e Volonte C.R. (1995) – The implication of accelerated sea level rise for developing countries: a discussion – *Journ. Coast. Resear.*, S I, 14: 303-324.
- Ogniben L. (1955) – Le argille scagliosa del crotonese” *Mem. e note Ist. Geol. Appl. Napoli*, 6: 1-72.
- Ogniben L. (1962) – Le argille scagliosa e i sedimenti messiniani a sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza). *Geol. Romana*, 1: 255-282.
- Ogniben L. (1973) – Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geol. Romana*,

12: 243-585.

Palmentola G., Carobene L., Mastronuzzi G., Sansò P., (1990) – I terrazzi marini Pleistocenici della Penisola di Crotona (Calabria). *Geogr. Fisica Dinam. Quatern.*, 13: 75-80.

Palmieri E. (1992) – Indagine sul fenomeno della subsidenza provocato dalle piattaforme ENI-Agip per l'estrazione di metano. Relazione geologica nella vertenza giudiziaria Comune Crotona-Agip.

Pennetta M. (1992) - Morfologia e sedimentazione della piattaforma continentale e scarpata nel tratto di costa compreso tra Punta Alice e Capo Rizzato (Golfo di Taranto). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 111, p. 149-161.

Pirazzoli P.A., Mastronuzzi G., Saliege G.F., Sanson P. (1997) – Late Holocene emergence in Calabria, Italy. *Marine Geology*, 141 (1-4), 71, 70.

Pirazzoli P.A. (2000) – Cambiamenti globali e variazioni del livello del mare: meccanismi e tendenze evolutive. *ICRAM*, p.p. 15-27.

Roda C. (1964a) – Distribuzione e facies dei sedimenti Neogenici nel Bacino crotonese. *Geol. Romana* 3: 319-66.

Roda C. (1970) – I depositi pliocenici della regione costiera ionica dell'Italia Meridionale. 10 (5): 364-78.

Roda C. (1971) – I depositi miocenici della Calabria. *Boll. Acc. Gioena Sc. Nat. Catania*, 10 (6): 237-45.

Strahler A.N. (1952a) – Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*; 63: 923-938.

Strahler A.N. (1952b) – Hypsometric (area – altitude) analysis of erosional topography". *Geol. Soc. Amer. Bull.*; 63: 1117-1142.

Strahler A.N. (1964) – Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: V.T. Chow, *Handbook of Applied Hydrology*, section 4, Mac Graw-Hill, New York.

Van Dijk, J.P. (1990) – Sequence stratigraphy, kinematics and dynamic geohistory of the Crotona Basin (Calabria Arc, Central Mediterranean): an integrated approach. *Mem. Soc. Geol. It.*, 44, pp 259-285.

Van Dijk, J.P. (1991) – Basin dynamics and sequence stratigraphy in the Calabrian Arc (Central Mediterranean); records and pathways of the Crotona Basin. *Geol. Mijnb.*, 70, pp 187-201.

Van Dijk, J.P., Okkes F.W.M. (1990) – The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamics of the central Mediterranean. *Riv. It. Paleont. Stratig.*, 96, pp 241-70.

Van Dijk, J.P., Okkes F.W.M. (1991) – Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implication for the geodynamics of the Central Mediterranean. *Tectonophysics (Amst)*, 196, pp 23-60.

Zecchin M., Massari F., Mellere D., Prosser G., (2003) – Architectural styles of prograding wedges in a tectonically active setting, Crotona Basin, Southern Italy. *J. Geol. Soc. (Lond.)*; 160: 863-80.

Zecchin M., Massari F., Mellere D., Prosser G., (2004a) - Anatomy and evolution of a Mediterranean type fault bounded basin: the Lower Pliocene of the northern Crotona Basin (Southern Italy). *Basin Res*; 16: 117-43.

Zecchin M., Nalin R., Roda C., (2004b) – Raised Pleistocene marine terraces of the Crotona peninsula (Calabria, southern Italy): facies analysis and organization of their deposits. *Sedimentary Geol.*; 172: 165-185.

Ricostruzione dell'evoluzione di una complessa deformazione di versante presso Ventimiglia (Liguria di Ponente)

Luigi Carobene e Andrea Cevasco

Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova
carobene@dipteris.unige.it; cevasco@dipteris.unige.it

Evolution of a complex slope deformation near Ventimiglia (Western Liguria, Italy)

ABSTRACT: The coastal tract to the immediate west of Ventimiglia, to the orographic right of the Roia River and to the south of its tributary the Bevera, shows strong evidence of slope deformations. Relict remains of delta-fan deposits, referable to the Lower Pliocene, crop out; these lie discordantly above a substratum of Ventimiglia Flysch (Eocene). The Pliocene deposits, which have a thickness up to 300 m in this sector, are situated along a ridge that extends from Mt. Magliocca (515 m) to the sea. The study is of major interest for the morphological and stratigraphic features of the slope deformation and for the events that most probably caused it. The first are represented by various trenches, scarps and terraces at different altitudes along the slope and by superficial landslides. In at least two cases the trenches affected the ridge near the summit of Mt. Magliocca, causing evident splitting phenomena. The causes can be found in the Plio-Quaternary uplifting of the area, which caused notable valley deepening and a height variation of a good 500 m between Mt. Magliocca and the bed of the Roia; in the geomorphological configuration that developed during the Quaternary and that is now characterised by a real relief inversion; in the disjunctive Plio-Quaternary tectonics, which caused the development of the fault system that is clearly visible in the drainage pattern; in the seismicity caused by tectonic activity in the sector, which is the most notable in Liguria, having its origin in hypocentres on the continental shelf and in the Maritime Alps; in the peculiar stratigraphic-structural features, characterised by the superimposition of rock masses with different mechanical characteristics and inclinations. The Pliocene succession prevalently consists of marly clays often up to 180 m thick and overlain by conglomeratic bodies up to 150 m thick. The basal erosive surface, which dips 7° towards SE, cuts the Flysch of Ventimiglia whose strata dip towards the E (Roia River valley) with an inclination of 30-50°. It is possible to hypothesise the chronological collocation of the landslides bearing in mind the probable sedimentation depth of the Pliocene clays, their age and their actual altitude. The velocity of the uplifting so calculable allows us to determine when the reliefs of an altitude able to initiate the observed gravitative phenomena were formed. Given the notable anthropisation of the area involved in the deep-seated gravitational deformation, which includes the slope and valley floor, and the regional seismicity, a risk assessment of the area is highly recommended.

Key terms: DGSD, Plio-quaternary tectonics, Seismicity, Marine terraces, Pliocene, Quaternary

Termini chiave: Deformazione gravitativa profonda di versante, Tettonica plio-quaternaria, Sismicità, Terrazzi marini, Pliocene, Quaternario

Riassunto

Il settore costiero immediatamente a ovest di Ventimiglia, in destra orografica del Fiume Roia e a sud del suo affluente Bevera, mostra eclatanti evidenze di complesse deformazioni di versante. Nell'area affiorano lembi relitti di depositi di delta-conoide, riferibili al Pliocene inferiore; essi sono discordanti al disopra di un substrato costituito dal Flysch di Ventimiglia (Eocene). I depositi pliocenici, che in questo settore hanno uno spessore fino a 300 metri, sono disposti lungo un crinale che si estende dal M. Magliocca (515 m) fino al mare.

Lo studio condotto si presenta di grande interesse sia per le evidenze morfologiche e stratigrafiche che caratterizzano la deformazione del versante in oggetto,

sia per le cause che, verosimilmente, ne stanno all'origine. Le prime sono rappresentate da diverse trincee, scarpate e ripiani a quote differenti lungo il versante, nonché da frane superficiali. In almeno due casi le trincee interessano il crinale in prossimità della vetta del M. Magliocca, dando luogo ad evidenti fenomeni di sdoppiamento.

Le cause vanno ricercate nel sollevamento plio-quaternario dell'area, che ha determinato un forte approfondimento vallivo e un dislivello di ben 500 metri tra il M. Magliocca ed il letto del F. Roia; nella configurazione geomorfologica del paesaggio che si è venuto a formare nel corso del Quaternario e che oggi è caratterizzato da una vera e propria inversione del rilievo; nella tettonica disgiuntiva plio-quaternaria, che ha

originato sistemi di faglie ben riconoscibili soprattutto dal *pattern* del drenaggio; nella sismicità causata dall'attività tettonica che, in questo settore, è la più importante della Liguria, traendo origine da ipocentri ubicati sia nella piattaforma continentale, sia nelle Alpi Marittime; nel peculiare assetto stratigrafico-strutturale, caratterizzato dalla sovrapposizione fra ammassi rocciosi a differente comportamento meccanico e giacitura. La successione pliocenica è infatti costituita da prevalenti argille marnose spesse fino a 180 m, sovrastate da corpi conglomeratici aventi uno spessore fino a 150 m; la superficie erosiva basale, che immerge verso SE con una inclinazione media di 7°, taglia il substrato flischioide i cui strati torbiditici immergono verso Est, ovvero verso la valle del F. Roia, con inclinazioni di 30-50°.

È stato possibile avanzare un'ipotesi sulla collocazione cronologica dei movimenti franosi tenendo conto della probabile profondità di sedimentazione delle argille plioceniche, della loro età e della loro attuale posizione altimetrica. La velocità di sollevamento così calcolata ha permesso di ricavare quando si sono formati rilievi di un'altezza tale da innescare i fenomeni gravitativi osservati. Si è ipotizzato anche che l'approfondimento vallivo, verificatosi durante i massimi glaciali, abbia avuto un ruolo nella dinamica dei movimenti.

In considerazione della marcata antropizzazione della zona interessata dal movimento gravitativo, che riguarda sia il versante, sia il fondovalle, nonché della sismicità regionale sarebbe opportuna, per l'area in questione, una valutazione del rischio.

Premessa

Nel quadro dei movimenti gravitativi le "deformazioni gravitative profonde di versante" presentano velocità assai basse. La loro evoluzione è assai complessa poiché dipende da numerosi fattori che, in gran parte, variano nel tempo (Dramis, 1984; Sorriso-Valvo, 1992; ecc.). Sotto il profilo geologico applicativo lo studio delle DGPV viene affrontato, in genere, qualora esista un rischio e quindi una interferenza, reale o potenziale, fra la loro evoluzione e l'antropizzazione del territorio (Guerricchio *et alii.*, 1987; Lollino & Wasowski J.; 1994; Barla *et alii.*, 2006; Disperati *et alii.*, 2007; Gullà *et alii.*, 2007). Particolare attenzione viene, in questi casi, rivolta al monitoraggio dei movimenti, superficiali e profondi, al fine sia di individuare i cinematismi in atto e la relativa dinamica, sia di risalire alle cause che li hanno determinati per individuare le strategie più idonee di intervento. Raramente, tuttavia, viene affrontato il problema dell'*evoluzione temporale* dei fenomeni ed approfondito lo studio delle relative cause "lontane". Ciò, nella maggior parte dei casi, è dovuto alle difficoltà nell'individuazione dei numerosi fattori che ne controllano l'evoluzione, del ruolo svolto da ognuno di

essi nelle diverse fasi evolutive e del peso da attribuirvi. Ritenendo di notevole interesse la tematica dell'evoluzione temporale delle DGPV, viene presentato un caso assai peculiare sito nell'immediato entroterra di Ventimiglia, all'estremità occidentale della Liguria.

La Liguria è una regione quasi completamente montuosa, dove l'evoluzione di versanti è stata regolata dal sollevamento plio-quadernario e dalla conseguente erosione tra cui, in particolare, l'incisione valliva.

Con riferimento all'area prescelta, che è ubicata a pochi chilometri dall'attuale linea di costa, un ruolo primario ha avuto anche l'eustatismo quadernario; inoltre, i terreni direttamente interessati dai movimenti gravitativi sono attribuiti al Pliocene inferiore. Ciò ha costituito un ulteriore elemento tenuto in grande considerazione, in quanto ha permesso di meglio valutare l'inizio e l'entità dei sollevamenti e, quindi, di avanzare ipotesi sullo sviluppo dei movimenti gravitativi stessi. La ricostruzione geometrica dei movimenti gravitativi è stata pertanto correlata agli eventi quadernari (tettonica, sollevamento, eustatismo, variazioni climatiche), al loro sviluppo nel tempo e ai loro effetti. Ciò costituisce un elemento di novità che, probabilmente, sarebbe mancato in un'area montuosa, priva di terreni recenti da utilizzare per i riferimenti cronologici e di dati morfologici o geologici idonei a valutare l'entità dei movimenti tettonici.

Un altro aspetto da rimarcare consiste nella diversità dei movimenti riconosciuti e, quindi, nella complessità della deformazione gravitativa; essa pertanto non si inquadra in un modello ben preciso di "deformazione gravitativa profonda di versante" (Cavallin *et alii.*, 1987; Hutchinson, 1988; Crosta, 1997). Certamente ogni deformazione è un caso particolare, forse unico, in quanto difficilmente possono ripetersi in luoghi diversi condizioni stratigrafiche, strutturali e morfologiche, tettoniche e climatiche uguali.

Un'ultima considerazione riguarda la diffusione delle DGPV in Liguria; essa è probabilmente maggiore di quanto non appaia dalle non abbondanti segnalazioni esistenti (Marini, 1994; Marini, 2002; Regione Liguria, 2002; Federici *et alii.*, 2004). Le condizioni morfologiche del versante ligure, la ridotta distanza dalla costa dello spartiacque ligure-padano che caratterizza alcuni tratti della regione ligure, l'acclività elevata di molti versanti vallivi e il particolare assetto geologico-strutturale a volte presente, sono (o sono stati) tutti fattori favorevoli allo sviluppo di movimenti gravitativi profondi di versante. Un esempio di queste situazioni è stato recentemente presentato da Carobene & Cevasco, 2006 per l'area della Val Graveglia (Chiavari).

Configurazione geomorfologica

L'area interessata dalla DGPV è ubicata sulla destra orografica del tratto terminale del F. Roia, poco a S della

confluenza con il T. Bevera. In tale tratto il corso del F. Roia (Figura 1) si sviluppa in direzione NNO – SSE all’interno di un’ampia valle asimmetrica di probabile origine tettonica.

Le differenti caratteristiche dei depositi pliocenici (risposta all’erosione ed all’alterazione) si riflettono in maniera evidente sulle caratteristiche morfologiche del territorio imprimendo un aspetto “a gradoni” caratterizzato dal contrasto fra zone ad acclività assai elevata o, in pratica, verticali, impostate in corrispondenza dei conglomerati e zone a minore acclività, laddove affiorano i depositi argillosi.

Tuttavia la morfologia appare dominata anche dalla tettonica recente, caratterizzata da evidenti direttrici orientate (Figura 4 e Capitolo *Le dislocazioni plio-quadernarie*) lungo le quali sono impostati corsi d’acqua di vario ordine gerarchico.

A valle della confluenza con il T. Bevera, gli spartiacque vallivi relativi al F. Roia corrono lungo

crinali impostati su rocce plioceniche; in sponda destra la quota più alta corrisponde al M. Magliocca (515 m). In sponda sinistra il crinale è complicato dal sistema di faglie in direzione 150-155°; le cime più alte che esso presenta sono quelle del M. delle Fontane (475,5 m) e del M. Baraccone (516,2 metri). Queste quote forniscono la prova tangibile del sollevamento subito dai depositi pliocenici; esse forniscono altresì la spiegazione della vistosa inversione del rilievo. I crinali, infatti, rappresentano ciò che è rimasto della superficie sommitale del riempimento di un “solco” sottomarino con andamento NNO-SSE (circa 156°) (vedi inserto D nella Carta Geologica del Pliocene Ligure di Marini, 2002).

Il successivo sollevamento ed emersione del margine continentale ha creato la rete idrografica, ha provocato l’approfondimento vallivo del paleo-Roia e del paleo-Nervia e quindi la formazione dei crinali in oggetto (corrispondenti agli spartiacque del basso F. Roia).

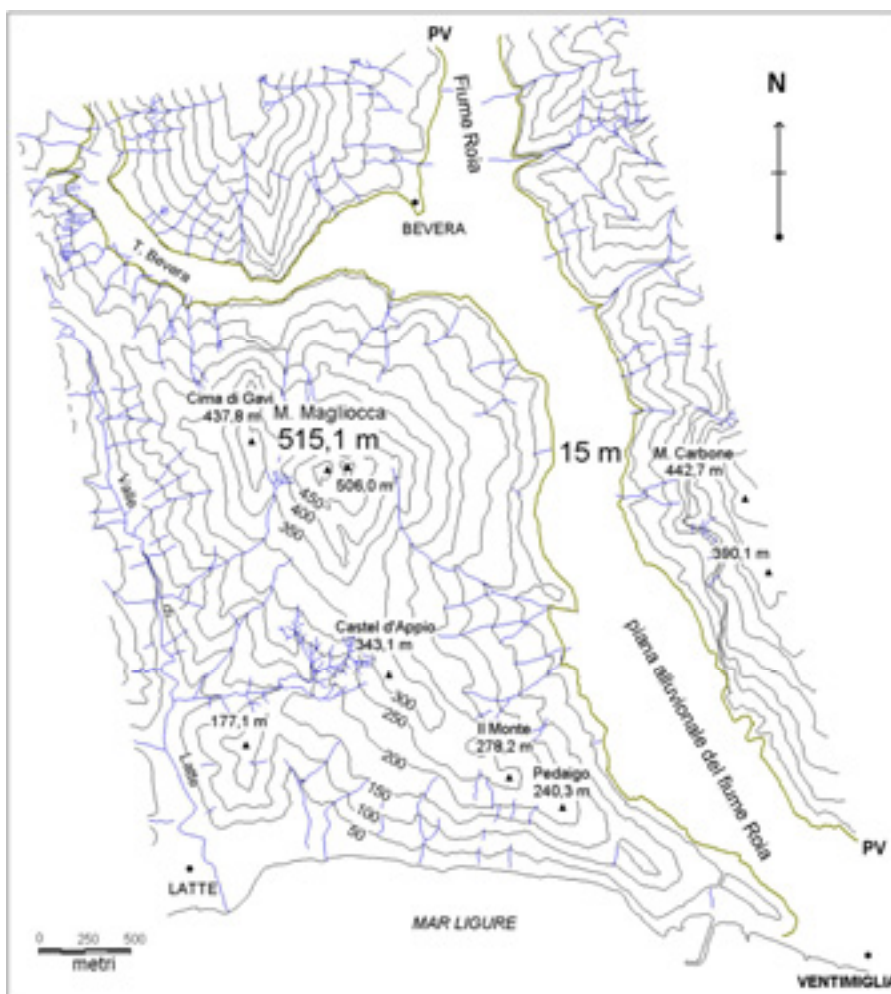


Figura 1 - Carta topografica schematica che mette in evidenza il dislivello tra la cima del M. Magliocca ed il fondovalle; il versante ha una inclinazione media di 24°.

Figure 1 - Schematic topographical map showing the difference in altitude between the top of the Mt. Magliocca and the bottom of the Roia valley; the dip of the slope is about 24°.

Un'altra evidenza della tettonica disgiuntiva è rappresentata da netti gomiti fluviali, determinati dall'incrocio di due sistemi di fratture (vedi Figura 5).

I sistemi di fratture evidenziati in figura 4 sono oggi ben osservabili nella compagine conglomeratica. Le fratture hanno condizionato e favorito l'arretramento delle pareti subverticali di conglomerato, originando superfici con direzione spesso coincidente con quella delle fratture stesse.

Assetto stratigrafico-strutturale

Vengono qui sintetizzate le caratteristiche geologiche fondamentali ricavate dagli studi effettuati da diversi Autori.

L'area è caratterizzata dalla presenza di depositi pliocenici discordanti al disopra di un substrato di natura fliscioide. E' stato accertato (Marini, 2001) che i termini pliocenici dell'areale a Ovest di Ventimiglia costituiscono un lembo residuo ("lembo di M. Magliocca") di un unico complesso di delta conoide ghiaioso-sabbioso che si estendeva con continuità per circa 8 km fra l'entroterra di Ventimiglia e quello di Bordighera; esso è attualmente frazionato a causa della dissecazione operata su di esso dal F. Roia, dal T. Nervia, dal T. Vallecrosia e dal T. Borghetto.

Ancora secondo Marini (2001), si tratta di depositi postorogenetici legati alle fasi tettoniche disgiuntive che hanno accompagnato il collassamento neogenico del margine continentale; essi conservano l'assetto originario in quanto, posteriormente alla deposizione, sono stati coinvolti in modo simile nel sollevamento plio-quadernario.

Sotto il profilo litostratigrafico, gli studi più recenti riguardanti l'area di interesse (Boni *et alii.*, 1985; Gnaccolini, 1998; Marini, 2001) hanno evidenziato, contrariamente a quanto ritenuto in precedenza, una notevole complessità della successione pliocenica. In particolare essa non sarebbe suddivisibile in due unità sovrapposte (Argille di Ortovero e Conglomerati di M. Villa), come riportato in Boni *et alii* (1971), bensì costituirebbe il frutto di una sedimentazione avvenuta attraverso cicli ripetuti da ricollegare a fasi trasgressive e regressive, probabilmente legate in gran parte al tettonismo locale.

Le litofacies individuate da Marini (2001) variano da breccie e conglomerati immaturi a peliti, attraverso conglomerati progressivamente più organizzati ed arenarie. Lo schema stratigrafico della successione è, secondo lo stesso Autore, riassumibile nella presenza di tre unità conglomeratico-arenacee, con spessori massimi fino a 300 m, separate da livelli pelitici principali, di spessore fino a 150 m. Le unità grossolane giacciono su superfici erosive inclinate di circa 6 – 8° sulle quali gli strati frontali si adagiano in *downlap* con discordanze angolari di 5 – 15°, ma anche all'interno di tali unità si

trovano discontinuità erosive che possono essere marcate da orizzonti pelitici discontinui.

Attraverso la giacitura degli strati frontali è stata individuata una struttura a conca immergente verso mare (Marini, 2002) e, sulla base degli spessori massimi delle unità grossolane, si è ipotizzato che l'asse del bacino, allungato in direzione circa NNO – SSE, fosse da situare sulla sinistra orografica del tratto terminale della Val Roia, in corrispondenza del "lembo di M. Baraccone" (situato a Est del "lembo di M. Magliocca"). Secondo tale interpretazione il "lembo di M. Magliocca", ubicato sulla destra orografica della Val Roia, sarebbe pertanto costituito da materiali depositi sulla spalla più occidentale dell'originario bacino di sedimentazione.

Nonostante le numerose indagini effettuate sui depositi in oggetto, la loro età non è ancora stata stabilita con certezza. Infatti, se da un lato la maggior parte degli autori attribuisce la successione al Pliocene inferiore (Irr, 1975; Giammarino *et alii.*, 1984; Schroeder & Carobene, 1999), dall'altro Boni *et alii.* (1985) segnalano associazioni riferibili al Pliocene superiore-Pleistocene basale alla sommità dei lembi più orientali, costituiti però da conglomerati posti a quote inferiori a 55 metri.

Il substrato su cui poggiano i termini pliocenici è vario; nel settore occidentale affiorano unità del Dominio Delfinese-Provenzale, che vanno dal basamento pre-carbonifero alle coperture mesozoiche; nell'area di studio prevale il Flysch di Ventimiglia, attribuibile all'Eocene medio-superiore (Società Geologica Italiana, 1991). Nel settore orientale affiorano unità del Dominio Piemontese-Ligure, ed in particolare le torbiditi cretacee costituite dalle Arenarie di Bordighera e dal sovrastante Flysch di Sanremo, essenzialmente calcareo-marnoso. Poco a Nord della zona interessata dalla DGPV il Flysch di Ventimiglia affiora con immersione verso E (100°) ed inclinazioni medio-elevate (50°). Esso è costituito da alternanze di livelli arenacei con livelli argillitici di vario spessore (Figura 2).

L'assetto stratigrafico del Pliocene (schematizzato in Figura 3) e, probabilmente, anche le condizioni di giacitura del Flysch di Ventimiglia hanno avuto un ruolo importante nell'evoluzione dei versanti vallivi del F. Roia.

Il sollevamento plio-quadernario

La tettonica recente si è manifestata nell'area sia con il sollevamento, che ha coinvolto anche parte del margine continentale facendo emergere depositi marini pliocenici, sia con la formazione di numerosi sistemi di fratture o faglie che hanno dislocato in vario modo i corpi pliocenici stessi e hanno controllato l'evoluzione geomorfologica dell'area (Capitolo successivo).

Una prova dell'attività tettonica è costituita dalla notevole sismicità dell'area, documentata sia su base storica che strumentale (vedi Capitolo *Sismicità*).



Figura 2 - Flysch di Ventimiglia con immersione verso ESE, affiorante alla base del versante orientale del M. Magliocca. E' evidenziata la significativa componente pelitica.

Figure 2 - The Ventimiglia Flysch, dipping toward ESE, outcrops at the base of the East side of the Mt. Magliocca. The image puts in evidence the important pelitic component of the rock mass.

Anche l'area marina antistante presenta evidenze (documentate dai profili sismici – Vedi Fanucci, 1979) di tettonica plio-quadernaria che ha originato “una piattaforma ridottissima e una scarpata ben sviluppata; lo stile è caratterizzato da una successione di gradoni serrati delimitati da faglie a forte rigetto, subparallele rispetto alla costa”.

Sollevarmento, faglie e sismicità hanno avuto un ruolo fondamentale nella genesi e nell'evoluzione del movimento gravitativo oggetto del presente studio.

Il sollevarmento dell'area appare subito evidente dai vistosi affioramenti di Pliocene che la caratterizzano; per definirne l'entità è stato necessario affrontare svariati argomenti: età dei depositi pliocenici; profondità di sedimentazione; data di inizio del sollevarmento; geometria dei corpi sedimentari; erosione subita; terrazzi marini. Tutto ciò ha permesso di definire il tasso di sollevarmento del settore studiato e di rapportarlo quindi

alla genesi e all'evoluzione nel tempo dei movimenti gravitativi.

Entità del sollevarmento

Lungo la costa ligure di ponente, il settore più sollevato appare quello compreso tra il confine di Stato (M. Bellenda, 541 m) e Taggia (Punta Pistorin, 486 m), mentre tra Taggia e Genova il Pliocene si ritrova generalmente sotto la quota di 100 m, raggiungendo solamente a Sciarborasca i 210 m (Rovereto, 1934; Boni & Peloso, 1973).

L'area di studio ha subito quindi un consistente sollevarmento, come testimoniano i conglomerati pliocenici affioranti al M. Magliocca (515 m).

Il calcolo del valore del sollevarmento complessivo deve tener conto della “profondità di sedimentazione” dei terreni pliocenici e, in una certa misura, anche dell'erosione che essi hanno subito con l'emersione; i

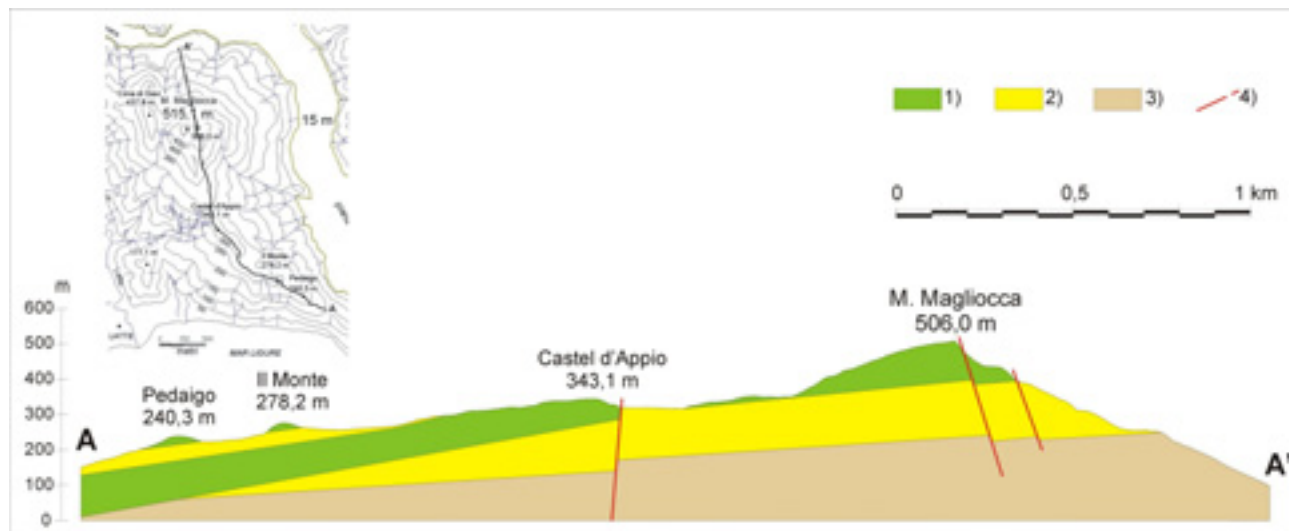


Figura 3 - Sezione geologica lungo il crinale del M. Magliocca. Viene evidenziata la stratigrafia del Pliocene inferiore, caratterizzata da alternanze di corpi conglomeratici (1) e argillosi (2), poggianti sul Flysch di Ventimiglia (3). Gli strati pliocenici immergono mediamente verso SE; alcune faglie (4) dislocano la formazione pliocenica (vedi Figura 4).

Figure 3 - Geologic section along the Mt. Magliocca watershed. The stratigraphic sequence of the lower Pliocene, characterized by the alternation of conglomerates (1) and clays (2), superimposed to the Ventimiglia Flysch (3), is shown. The Pliocene strata dip to the SE; some faults (4) affect the Pliocene formations (see Figure 4).

lembi di Pliocene affioranti tra i vari corsi d'acqua (Valle di Latte, Fiume Roia e Torrente Nervia) sono infatti "relitti" trasformati in crinali, dove la superficie sommitale di fine deposizione del Pliocene non è mai conservata.

Riguardo alla batimetria di deposizione, Marini (2001) considera il Pliocene affiorante come testimonianza di un complesso di delta-conoide controllato dalla tettonica e dall'eustatismo; Gnaccolini (1998) ritiene che i conglomerati di M. Baraccone – M. Carbone (tra il F. Roia e il T. Nervia) siano "i resti di un apparato deltizio a sedimentazione grossolana ...", la cui profondità di sedimentazione non doveva essere superiore al centinaio di metri. L'alternanza argille – conglomerati documenta (Marini, 2000) variazioni relative del livello marino; le unità conglomeratico – arenacee rappresentano episodi di progradazione legati a fasi regressive, mentre i livelli pelitici documenterebbero rapide e consistenti trasgressioni (innalzamento del livello marino), con spostamento verso terra della linea di riva.

Il sollevamento è pertanto la somma tra la quota massima attuale del top dei conglomerati (515 m), un valore presunto di erosione che ha abbassato la quota originaria (25-75 m?), la profondità di sedimentazione (50-150 m, con riferimento ai conglomerati) e la quota del livello marino durante la deposizione dei conglomerati (probabilmente più bassa dell'attuale: 0-50 m?). Tenendo conto di questi dati si può ipotizzare un valore di sollevamento compreso tra 600 e 800 metri circa, nell'ipotesi che il livello del mare pliocenico fosse più o meno simile a quello attuale. Viceversa, qualora il livello del mare pliocenico sia stato maggiore dell'attuale

(per assenza dei ghiacciai), allora il sollevamento subito risulterebbe minore.

Valori analoghi dell'entità del sollevamento si ottengono considerando il potente corpo argilloso sottostante ai conglomerati del M. Magliocca, la cui superficie superiore raggiunge la quota massima di 400 m. La loro profondità di sedimentazione, necessaria per il calcolo del sollevamento totale, non è ben precisata dai micropaleontologi che hanno studiato le microfaune contenute nelle argille; la disparità dei valori nasce in primo luogo dal differente livello stratigrafico in cui sono state campionate le argille (il quadro stratigrafico è stato chiarito solamente con il rilevamento di Marini, 2001). In secondo luogo la loro deposizione avveniva lungo superfici inclinate (vedi sezioni geologiche longitudinali nella "Carta Geologica del Pliocene Ligure nell'areale di Ventimiglia- Bordighera" in Marini, 2002), con dislivelli di centinaia di metri tra le estremità opposte dei piani. L'intervallo batimetrico fornito dai micropaleontologi è pertanto assai ampio, variando da 200 a 600 m (Bonci *et alii*, 1993; Negri *et alii*, 1997). Tenendo presente la geometria di un delta conoide, lo spessore massimo dei singoli corpi conglomeratici separati tra loro da superfici erosive (150-200 m) e la loro presunta profondità di sedimentazione (50-150 m), è tuttavia possibile calcolare una profondità di sedimentazione preferenziale delle argille, compresa tra 250 e 400 m; ciò fornirebbe valori di sollevamento compresi tra 650 e 800 metri.

Dei due valori ritrovati è più verosimile il maggiore; l'osservazione dei profili longitudinali passanti per il M. Magliocca e il M. Baraccone (profili 1 e 2 rispettivamente nella Carta geologica di Marini, 2002)

permette infatti di riconoscere che entrambi i profili sono troncati a monte. In particolare, il grosso spessore di argille presente al M. Magliocca deve essersi depositato in posizione distale rispetto a corpi conglomeratici non più presenti, e la antica linea di riva va pertanto ricercata parecchi km a monte. Considerando il grado di inclinazione delle argille (4-5°), ciò comporta un innalzamento di centinaia di metri; questo valore, non ben precisabile, va sommato all'attuale quota del top delle argille (400 m) e al valore della batimetria di deposizione.

Inizio del sollevamento

L'inizio del sollevamento che ha portato all'emersione del Pliocene non è ben definibile, sia perché l'erosione potrebbe aver asportato termini più recenti di quelli oggi osservabili sul terreno, sia perché non c'è accordo sulla cronologia dei depositi.

Boni *et alii* (1983) e Boni (1986) affrontano l'argomento sulla base di analisi micropaleontologiche effettuate su livelli pelitici; il Pliocene inferiore è definito in particolare da *Uvigerina rutila*, *Globorotalia margaritae* e *G. punctulata*; il Pliocene medio da *Globorotalia crassaformis* e *G. aemiliana*; il Pliocene superiore da *Globorotalia inflata* e da *Bulimina "elegans marginata"*. Il Pliocene superiore e medio è stato riconosciuto dai ricercatori pavesi solamente nel "bacino" Ventimiglia – Bordighera (loc. Poggio di Ponente e Torre Mostaccini), a quote comprese tra 42 e 55 metri. La presenza di Pliocene superiore non viene confermata da Giammarino e Tedeschi (1970), mentre gli stessi Autori (1975) stabilivano con certezza la presenza di Pliocene medio (M. Bauso, a Est del T. Nervia); il Pliocene medio è in tal modo riconoscibile dal Colle Sgarba (220 m – Spartiacque tra Roia e Nervia) e M. Bauso (230 m – Spartiacque tra il T. Vallecrosia e il T. Borghetto).

Risulta evidente che l'emersione (causata dal sollevamento) ha interessato prima i termini pliocenici depositi più verso terra e, via via, quelli depositi più a mare mentre, nel contempo, migrava verso mare il depocentro della sedimentazione. Pertanto, mentre i termini più antichi (più alti e più verso terra) iniziavano ad emergere, la sedimentazione proseguiva a mare originando termini pliocenici sempre più giovani. Dalla sintesi effettuata si ricava che non ha molto senso parlare di "inizio del sollevamento" sulla base di un singolo affioramento se non si è stabilita la sua precisa collocazione nella successione stratigrafica e la sua posizione geografica. L'inizio del sollevamento è stato pertanto riferito al punto (attualmente) più alto in quota e posto nella posizione più verso terra; nel caso specifico sono state prese in considerazione le cime dei monti Magliocca (515 m) e Baraccone (516 m), dove le analisi sono concordi nell'assegnare un'età pliocenica inferiore. La data d'inizio sollevamento rimane imprecisata a causa della entità (sconosciuta) di pliocene inferiore eroso e del significato cronologico dato dai diversi AA. a detto

intervallo di tempo; pertanto, si può ipotizzare che il sollevamento sia iniziato tra 3 e 4 milioni di anni fa.

Nelle carte neotettoniche di Giammarino *et alii* (1978) il sollevamento inizia a partire da 4,2 M.a., e prosegue per tutto il Pliocene (v. Carte 3 e 4 – Intervalli neotettonici IIB e IIIA); secondo Boni *et alii* (1983) il ritrovamento di conglomerati attribuibili al Pliocene superiore (Poggio di Ponente e Torre Mostaccini) "sposta evidentemente il sollevamento che ha interessato dette aree al passaggio fra Pliocene superiore e Pleistocene o addirittura nella parte bassa del Pleistocene ...". Ovviamente l'interpretazione di Boni *et alii* (1983) non riguarda l'inizio del sollevamento dei corpi attribuiti al Pliocene inferiore.

I tassi del sollevamento

Con riferimento alle aree più sollevate (allineamento M. Magliocca – M. Baraccone), e sulla base delle argomentazioni sopra riportate, è accettabile un valore del sollevamento pari a 800 m, a partire da almeno 3 milioni di anni fa. Con tali premesse, il tasso medio di sollevamento (ritenuta la velocità costante nel tempo) risulta pari a 0,27 mm/a $\pm 20\%$ circa; tuttavia, non ci sono riscontri che confermino per il Quaternario tali valori, mentre è più probabile che la velocità di sollevamento sia andata calando nel tempo. Ciò è dimostrato dalle quote del Tirreniano (*stage* 5e) che ai Balzi Rossi (Confine di Stato) non supera i 15 m (tasso di sollevamento pari a 0,08 mm/a); analoga considerazione è stata ricavata dallo studio dei terrazzi marini tra Savona e Genova (Carobene & Firpo, 2003). In tal caso ne consegue che la velocità media di sollevamento relativa al Pliocene medio e superiore può aver superato 0,27 mm/a.

Terrazzi marini

Le informazioni ricavabili dalla letteratura sono, in questo caso, scarse e confuse; è stata pertanto effettuata un'analisi morfologica sulle C.T.R. a scala 1:5.000 che ha permesso di riconoscere 5 ordini di terrazzi tra la foce della Valle di Latte e l'abitato di Bordighera: 1° ordine tra 280 e 270 m; 2° ordine tra 245 e 230 m; 3° ordine tra 165 e 140 m; 4° ordine tra 75 e 70 m; 5° ordine a 45 m; le quote si riferiscono ai margini interni (Tabella 1).

I terrazzi si presentano sempre come relitti, ovvero come crinali allungati, irregolari ed erosi, che diminuiscono leggermente di quota da Ovest verso Est. I terrazzi riconosciuti sono da considerare tutti quaternari, in quanto la segnalazione di terrazzi marini pliocenici è rara in letteratura; inoltre, in base al tasso medio di sollevamento sopra ricavato (0,27 mm/a $\pm 20\%$), la fascia costiera dove sono distribuiti i terrazzi con quote inferiori a 280 m dovrebbe essere emersa solamente a partire da 1 – 1,4 milioni di anni.

Considerazioni conclusive

La presenza di terreni pliocenici in affioramento ha permesso di ricavare dati attendibili sull'entità del sollevamento nel plio-quaternario, altrimenti

difficilmente ottenibili. Ciò risulta di grande importanza per la comprensione dei movimenti gravitativi oggetto di studio e, in particolare, per il loro inquadramento cronologico.

Tabella 1 - Quote dei terrazzi marini presenti lungo il settore costiero S. Bartolomeo – Ventimiglia – Bordighera (procedendo da O verso E). Le misure si riferiscono ai margini interni dei terrazzi.

Table 1 - Altitude of the marine terraces located along the coastal tract S. Bartolomeo – Ventimiglia – Bordighera (from W to E). The altitudes are referred to the inner margin of the terraces.

quota (metri)	terrazzi marini quaternari							ordini	
300	-	280	-	270	-	-	-	I	
200	-	245	-	-	245	-	230	II	
100	180	170	-	-	-	155	150	140	III
0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	75	-	-	-	70	-	IV
	45	-	45	-	-	-	45	-	V

Ventimiglia

0 2 4 6 8 km

Appare lecito ritenere che i primi movimenti gravitativi di una certa entità siano cominciati quando l'area in esame ha assunto, per emersione dei terreni pliocenici, un rilievo adeguato, ovvero un'altezza sul livello del mare di almeno qualche centinaio di metri. Tenendo per valido il citato tasso medio di sollevamento (0,27 mm/a \pm 20%), ciò è avvenuto nel Pleistocene inferiore, non prima di 1,5 milioni di anni fa circa; il fiume Roia aveva già iniziato a scavare la sua valle, incidendo ed erodendo in prevalenza i conglomerati. Solamente dopo tale data, proseguendo il sollevamento, il F. Roia comincia ad incidere in sponda destra le argille sottostanti ai conglomerati; ciò dà inizio all'instabilità del versante orientale dell'attuale M. Magliocca.

Un momento particolarmente critico di questa evoluzione morfologica del paesaggio è collocabile in corrispondenza dello *stage* isotopico 22, ovvero durante la prima grande glaciazione quaternaria (Shackleton & Opdyke, 1973; Williams *et alii*, 1988) che segna l'inizio del Pleistocene medio (870.000 anni fa). Accanto agli effetti climatici, il forte abbassamento eustatico attribuito a questo glaciale ha certamente provocato il primo importante approfondimento vallivo del F. Roia. In questa particolare situazione, l'energia del rilievo raggiunge il suo valore massimo e si creano le prime

condizioni ottimali per l'instabilità del versante.

Queste condizioni sono da imputare anche alla vistosa "inversione del rilievo" venutasi a creare con il sollevamento: l'attuale crinale M. Baraccone – M. delle Fontane – Colla Sgarba (tra il F. Roia e il T. Nervia) corrisponde infatti all'asse centrale del delta-conoide che si andava depositando entro una "paleovalle" orientata NNO-SSE (v. Marini, 2002 – Carta Geologica).

Le dislocazioni plio-quaternarie

Brevi riferimenti bibliografici

Contributi alla conoscenza della tettonica plio-quaternaria nell'area di Ventimiglia si ritrovano nelle Pubblicazioni CNR relative al Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto "Neotettonica" (Boni *et alii*, 1978; Boni *et alii*, 1981; Giammarino *et alii*, 1978). Ricerche riguardanti anche il margine continentale del mar Ligure sono state pubblicate da Fanucci (1979); un lavoro di sintesi è la memoria di Boni (1986), mentre in Boni *et alii* (1984) viene presentata una Carta Geologica dettagliata del "Bacino Pliocenico di Ventimiglia".

Il sollevamento, legato a compressioni secondo Boni *et alii* (1985), coinvolge l'area almeno a partire da 3 milioni di anni fa; ciò determinò la formazione di sistemi di faglie. Il quadro delle deformazioni riguardante l'area esaminata nel presente lavoro non è però molto dettagliato e si notano differenze tra i diversi autori. Nella carta geologica a scala 1:25000 di Boni *et alii* (1985) sono indicate diverse faglie, facenti parte di distinti sistemi, tra cui: a) 70° circa; b) 123° circa; c) N-S; d) 157° circa, che in parte si riconoscono in quelli presenti in Figura 4. Il quadro dei "lineamenti" (faglie e fratture) esposto in figura 4 è tuttavia nuovo e si differenzia sostanzialmente da quelli precedentemente pubblicati da altri AA. Il sistema 167-172° corrisponde a quello segnalato da Fanucci (1979), in corrispondenza del quale sono impostati i principali canyons che solcano piattaforma e scarpata.

Metodo di lavoro e risultati

Lo studio della tettonica fragile tardopliocenica-quaternaria è stato effettuato utilizzando i principali elementi morfologici del paesaggio, quali crinali, valli e scarpate. In particolare è stato analizzato il reticolo idrografico; andamenti o tratti rettilinei dei corsi d'acqua, bruschi cambi di direzione (gomiti) e catture fluviali hanno fornito elementi utili per definire il quadro dei "lineamenti" presenti nell'area (Figura 4). Lineamenti che sulla carta si ripetono numerose volte con lo stesso valore di direzione sono stati ritenuti corrispondenti a reali fratture o faglie sul terreno; essi appartengono a 7 sistemi distinti.

1) Sistema a 18-19°

È il meno diffuso, ma è testimoniato da alcuni corsi rettilinei (tra cui il Rio Ciapagni, affluente del Roia – dir.

19°) e da alcune scarpate; molto evidenti quelle che interessano il corpo conglomeratico a Nord di Roverino, in sinistra Roia (dir. 18°).

2) *Sistema a 46-51°*

Esso è deducibile da numerose aste rettilinee del I ordine; il sistema è particolarmente evidente nel settore di NO, dove si presenta rettilineo anche il crinale di M. Cogorda,

con direzione 46°.

3) *Sistema a 62-64°*

È causa di bruschi cambi di direzione del corso del F. Roia, in particolare quello di Varase-Trucco e quello posto 2 chilometri a monte (k 142, P.te Colombo). Numerose le aste fluviali con tale direzione.

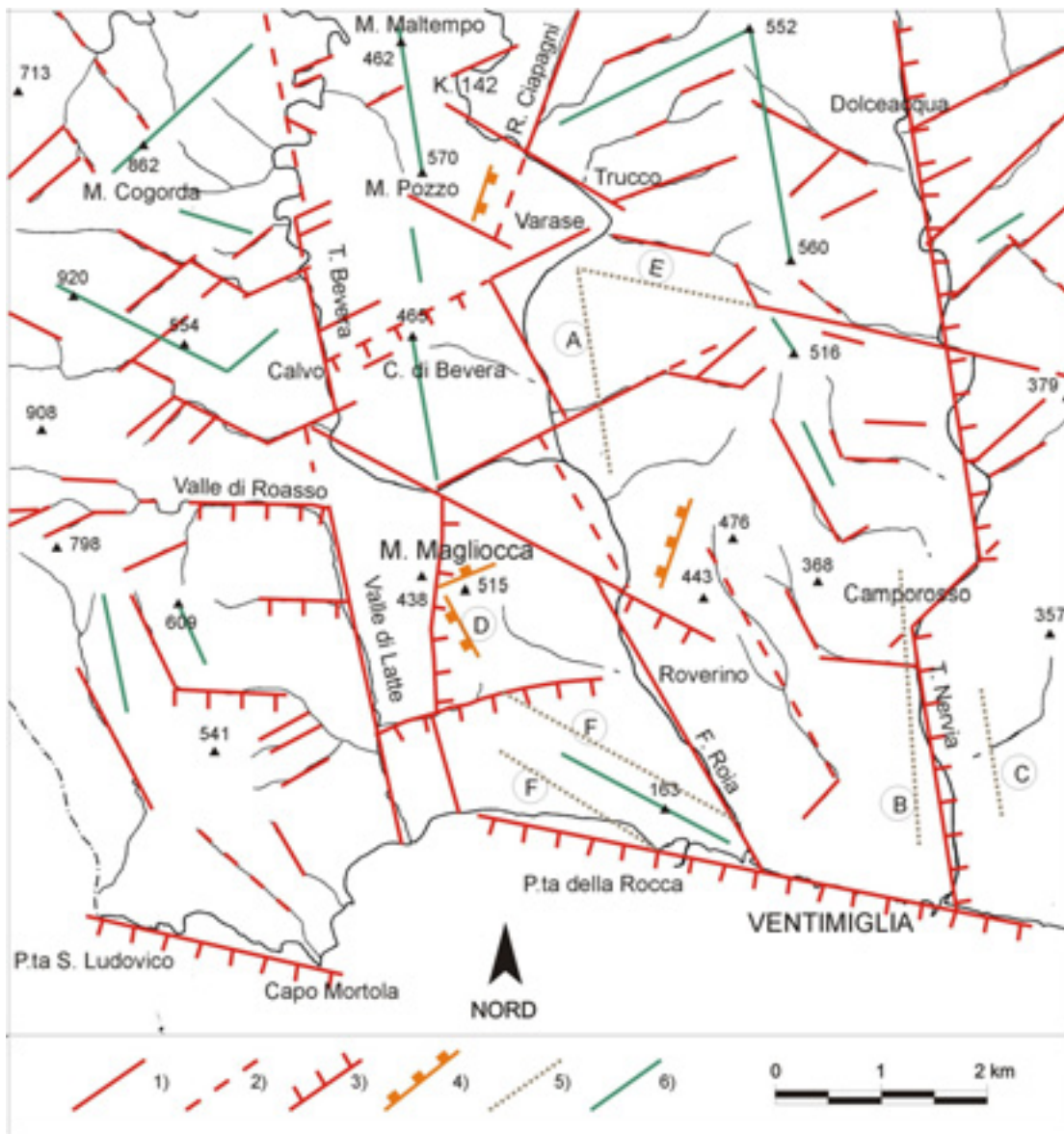


Figura 4 - Schema del reticolo idrografico con evidenziati i principali lineamenti tettonici. Lo studio morfologico e geologico ha permesso di riconoscere la tettonica fragile plio-quadernaria, caratterizzata da 7 distinti sistemi di dislocazioni, con le seguenti direzioni: 1) 18 - 19°; 2) 46 - 51°; 3) 62 - 64°; 4) 94 - 103°; 5) 118 - 122°; 6) 150 - 154°; 7) 167 - 172°. *Legenda:* 1) dislocazioni certe; 2) dislocazioni presunte o probabili; 3) faglie con rigetto certo; 4) scarpate rettilinee; 5) limiti rettilinei dei corpi conglomeratici; 6) crinali rettilinei.

*Figure 4 - Sketch of the drainage pattern showing the main tectonic lines. The geologic and the geomorphologic studies allowed to recognize the straight of the main systems of faults caused by the plio-quadernary brittle tectonics: 1) 18 - 19°; 2) 46 - 51°; 3) 62 - 64°; 4) 94 - 103°; 5) 118 - 122°; 6) 150 - 154°; 7) 167 - 172°. *Legend:* 1) tectonic lines (certain) 2) tectonic lines (uncertain); 3) faults with verified movement; 4) rectilinear scarps; 5) rectilinear limits of the conglomerate masses; 6) rectilinear watershed trend tracts.*

4) *Sistema a 94-103°*

Numerosi corsi d'acqua rettilinei hanno questa direzione; in particolare la Valle di Roasso (dir. 94°) forma un netto gomito con la Valle di Latte (dir. 168°); altro netto gomito è presente lungo il T. Nervia, tra Camporosso e Dolceacqua (Figura 5). Il controllo più vistoso è osservabile dall'analisi della direzione della linea di costa: la congiungente Punta San Ludovico – Capo Mortola (a Ovest) e la congiungente Punta della Rocca – Capo S. Ampelio (a Est di Bordighera, fuori carta) sono in direzione 102-103°. Con la direzione 103°, infine, coincide il limite settentrionale del corpo conglomeratico pliocenico, tra il F. Roia e il T. Nervia (tratto E in Figura 4).

5) *Sistema a 118-122°*

Hanno questa direzione numerosi corsi d'acqua; in particolare il F. Roia corre a monte del paese di Trucco in direzione 120° ma, subito a valle, devia bruscamente in direzione 243°, originando un vistoso gomito. Un altro grande effetto morfologico consiste nella cattura del T. Bevera da parte del F. Roia (cattura segnalata da Limoncelli & Marini, 1969 e analizzata in Boni *et alii*,

1989); si suppone che una faglia in direzione 118°, trasversale al crinale circa N-S M. Maltempo – M. Pozzo – Colla di Bevera – M. Magliocca, abbia facilitato l'arretramento della testata di un affluente in destra del F. Roia, fino a determinare la cattura del tratto del T. Bevera che scorre a monte dell'abitato di Calvo (Figura 5). Un altro vistoso effetto originato da questo sistema di fratture è all'origine dell'andamento del crinale sopra citato che, nella sua parte finale costiera, assume la direzione 122°. Analoga direzione hanno le scarpate del corpo conglomeratico pliocenico che occupa il crinale (tratti F – dir. 122°).

6) *Sistema a 150-154°*

È riconoscibile da 3 tratti paralleli che caratterizzano la parte finale del corso del F. Roia, dislocata da faglie trasversali (sistemi 3 e 5). Con la stessa direzione sono ben riconoscibili: numerosi corsi d'acqua minori, sia a Est che a Ovest del F. Roia; la grande scarpata che delimita i conglomerati pliocenici sul versante occidentale del M. Magliocca (tratto D – dir. 152°) e, infine, la direzione di alcuni crinali.

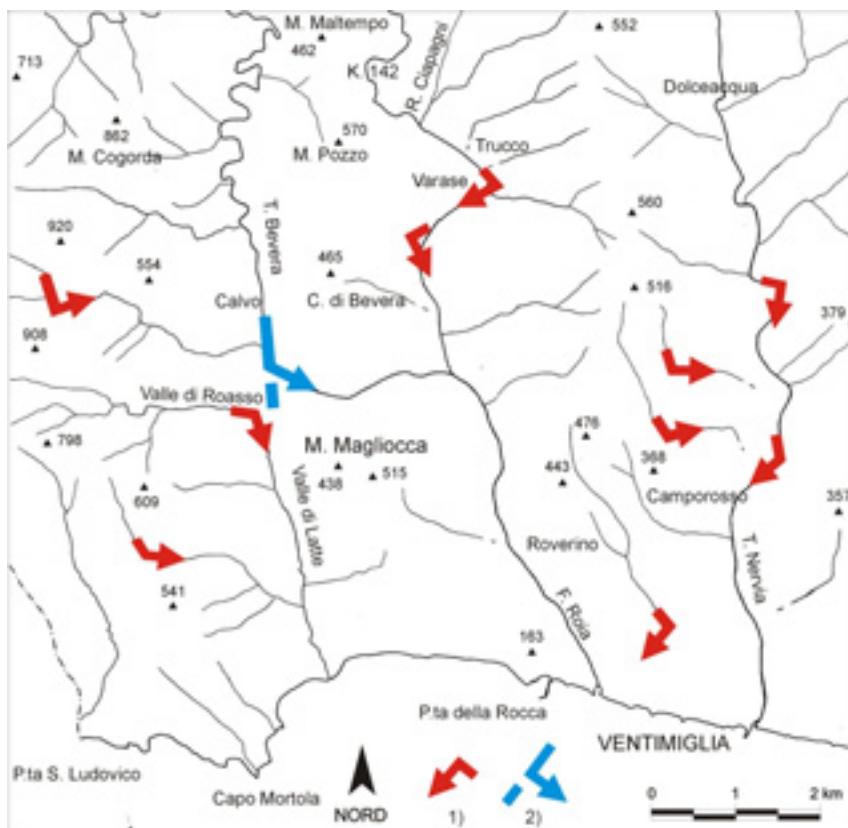


Figura 5 - Schema del reticolo idrografico con evidenziati i principali gomiti fluviali (1) e la cattura (2) del T. Bevera da parte di un affluente del F. Roia. L'analisi del reticolo idrografico ha permesso di riconoscere il controllo della tettonica fragile nell'area indagata (v. Figura 4).

Figure 5 - Sketch of the drainage pattern showing the main river bends (1) and the capture (2) of the Bevera River caused by an affluent of the Roia river. The study of the drainage pattern allowed to recognize the influence of the fragile tectonics on the morphology of the area (see Figure 4).

7) Sistema a 167-172°

Ad Ovest del Roia esso controlla in modo vistoso la Valle di Latte e parte del corso del Bevera; con questa direzione sono evidenti anche tratti rettilinei di crinali e scarpate. Ad Est del F. Roia il sistema è responsabile dell'andamento rettilineo di due tratti del T. Nervia presenti in figura 4. Queste dislocazioni controllano inoltre, con grande evidenza, i limiti dei corpi conglomeratici: a Sud di Trucco, in sinistra del F. Roia (tratto A – dir. 171°); a Sud di Camporosso, in destra del T. Nervia (tratto B – dir. 172°) e in sinistra Nervia (tratto C, dir. 168°).

I vari sistemi di faglie e di fratture ritrovati sono una testimonianza della tettonica fragile legata al sollevamento tardopliocenico - quaternario dell'area. Probabilmente i sistemi trasversali alla costa (sistema 7 a 167-172° e sistema 6 a 150-154°) sono i più antichi, e lungo di essi sono impostati i corsi d'acqua principali che sfociano direttamente a mare (Valle di Latte, Fiume Roia e Torrente Nervia). Questi due sistemi risultano variamente dislocati dai quelli longitudinali (sistema 3 a 62-64°, sistema 4 a 94-103° e sistema 5 a 118-122°) che maggiormente hanno risentito del sollevamento differenziale venutosi a creare tra una piattaforma a mare con tendenza all'abbassamento e un entroterra in sollevamento. La direzione a 102-103° che la linea di costa oggi presenta ne è una sicura testimonianza.

I potenti corpi conglomeratici pliocenici, con spessori fino a 400-500 m (crinale di M. Baraccone), poggiati spesso sulle argille basali o su orizzonti argillosi intercalati, risultano perciò variamente fratturati dai sistemi di dislocazioni riconosciuti nell'area; ciò ha favorito i processi erosivi, diventando una tra le principali cause d'instabilità dei corpi conglomeratici, che spesso sono delimitati da pareti verticali aventi direzione coincidente con quella dei sistemi di fratture riconosciuti.

L'attività delle faglie ha avuto l'effetto di originare blocchi a diverso sollevamento, sia lungo costa, sia da monte verso mare; ciò è evidenziabile sia dalle quote massime delle argille plioceniche affioranti lungo costa, sia da evidenze morfologiche, ed in particolare dalle quote dei terrazzi marini.

Sismicità

L'area coinvolta dalla deformazione di versante è inserita nel contesto sismotettonico della Liguria occidentale che può essere ritenuto, sulla base dei dati, inerenti la sismicità storica e strumentale, fra i più importanti della Liguria. I dati relativi alla *sismicità storica* indicano che in passato l'area ligure occidentale è stata interessata da eventi che hanno raggiunto l'VIII grado di intensità (MCS). L'evento storico principale è rappresentato dal terremoto del 23 febbraio 1887 (Ms = 6,4), con probabile ubicazione a mare (Capponi *et alii*, 1985; Eva &

Rabinovich, 1997; Camassi & Stucchi, 1997), ma sono noti anche altri eventi significativi quali, ad esempio, il terremoto delle Alpi Marittime del 1564 (Ms = 5,9) e quelli verificatisi nel Mar Ligure nel 1963 (Ms = 5,9). Fra gli eventi minori, risentiti solo localmente, si ricordano i terremoti del 1818 (Me = 5,8), del 1831, con epicentro a terra, che interessò l'imperiese occidentale (VIII MCS) e del 1854 (Me = 5,8) (Boschi *et alii*, 2000); essi hanno apportato in alcuni casi notevoli danneggiamenti.

I dati strumentali disponibili per l'area ligure occidentale, che forniscono indicazioni sulla sismicità recente (periodo 1983 – 2000), si riferiscono a oltre 7000 eventi con $1,5 < M_L < 5,0$. Le aree in attività sono ubicate sia a mare, nella parte centrale del Mar Ligure, in corrispondenza della scarpata e del piede della scarpata continentale, sia a terra, con maggiore concentrazione lungo un allineamento orientato NO – SE esteso fra la costa ed il limite meridionale del Massiccio dell'Argentera (Eva *et alii*, 2000).

La sismicità recente della zona a mare risulta concentrarsi al piede del margine continentale, con eventi maggiori situati in corrispondenza dell'intersezione fra sistemi di faglie ortogonali che interessano la scarpata (Augliera *et alii*, 1996), messi in evidenza da rilievi sismici effettuati durante alcune recenti campagne oceanografiche (Eva *et alii*, 1993; Chaumillon *et alii*, 1994). In particolare la scarpata continentale risulta interessata dalla presenza di una gradinata di faglie con orientazione compresa fra NE – SO e ENE – OSO, parallele alla linea di costa, intersecate da sistemi di faglie ortogonali, lungo le quali sono impostati canyons che incidono il margine continentale (Fanucci, 1979; Chaumillon *et alii*, 1994; Eva *et alii*, 2000). Le prime sono state attribuite alla distensione pre-pliocenica, responsabile della migrazione del blocco Sardo-Corso verso SE; le seconde, invece, vengono poste in relazione con una fase successiva orientata E – O.

La sismicità strumentale a terra, caratterizzata da scosse di bassa energia e da brevi sequenze, tende a concentrarsi, in prevalenza, lungo due allineamenti principali, corrispondenti ai sistemi di faglie Saorge – Taggia (Giammarino *et alii*, 1978), Breil – Sospel – Monaco ed all'incrocio fra essi. Il primo, che si estende dal Mar Ligure fino al sistema Breil – Sospel – Monaco con orientazione media N120°, è attivo dal Pliocene (Campredon *et alii*, 1977) mentre il secondo, considerato quale svincolo orientale dell'arco di Nizza ed esteso in direzione NO – SE e N – S, è attivo dal Miocene medio-superiore (Campredon *et alii*, 1977). Per entrambi i sistemi sembra accertata una significativa componente di trascorrenza, destra nel primo caso (Bethoux *et alii*, 1988; Spallarossa *et alii*, 1997), sinistra nel secondo (Bethoux *et alii*, 1988; Hoang Trong *et alii*, 1987). I sistemi precedenti non rappresentano, tuttavia, le uniche strutture attive della zona, come testimoniato dall'evento sismico del 21/04/1995 ($M_L = 4,7$), rilevato in prossimità di

Ventimiglia (Courboulex *et alii*, 1998).

Pare, quindi, che la dinamica attuale della zona continentale, la cui origine sarebbe da ricondursi al plio-quadernario, sia caratterizzata da un regime di tipo trascorrente con σ_1 orientato mediamente N – S che interessa tutto l'arco alpino meridionale, che avrebbe determinato una serie di sistemi trascorrenti, da porre in relazione con il movimento verso N del blocco Sardo - Corso (Campredon *et alii*, 1977; Ritz, 1991).

In conclusione, gli AA che hanno esaminato la sismicità della Liguria occidentale, hanno riferito i sismi a sistemi di faglie riconosciuti sia a terra (NO-SE e, in particolare, N120°) che a mare (NE-SO e ENE-OSO). Nell'area di Ventimiglia, oggetto della presente ricerca, l'analisi neotettonica ha permesso di riconoscere faglie corrispondenti al sistema NE-SO (sistema 46-51°), a quello ENE-OSO (62-64°) e a quello NO-SE 118-122° (vedi Capitolo *Neotettonica*).

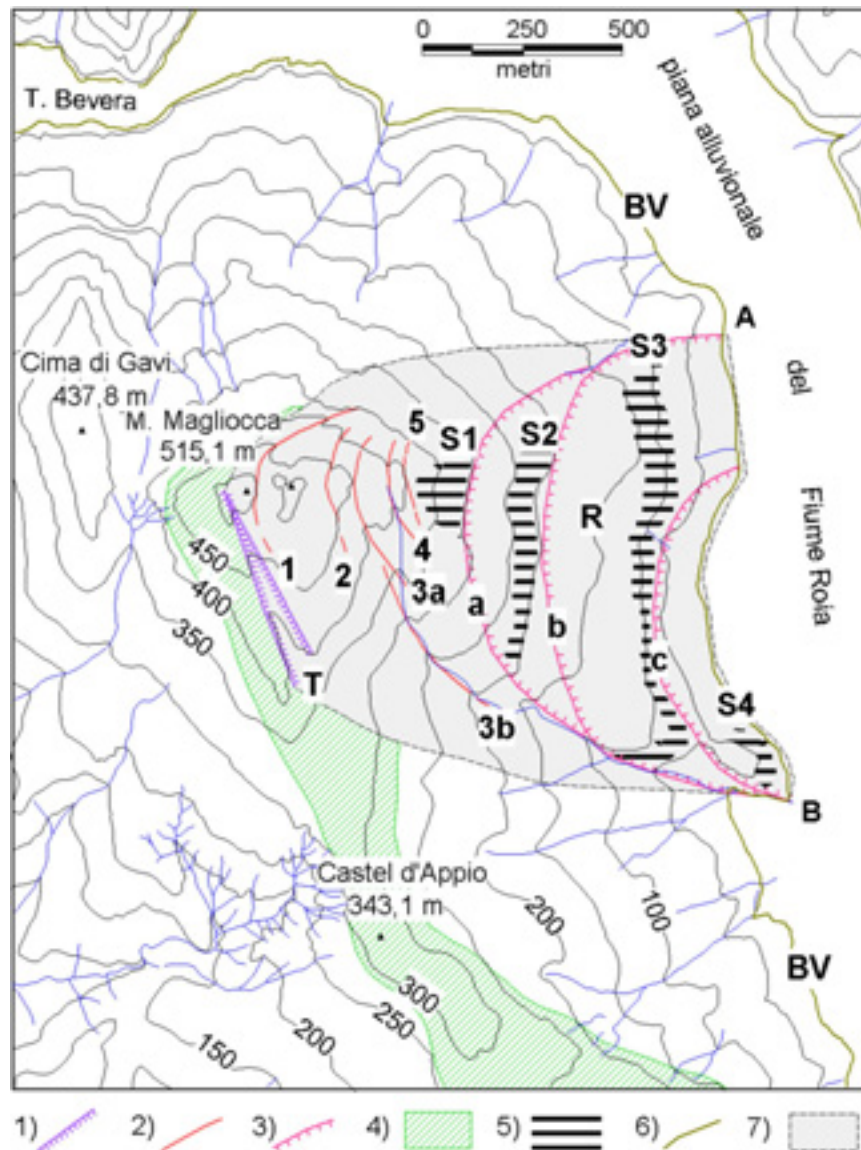


Figura 6 - Schema delle evidenze geomorfologiche dell'area studiata nel dettaglio. *Legenda*: 1) trincea (T) (vedi anche Figura 7); 2) superfici di rottura (da 1 a 5) (vedi anche Figura 9); 3) superfici di deformazione – scorrimento (a, b, c); 4) corpo conglomeratico 5) scarpate in conglomerato (da S1 a S4) (la base dei conglomerati nella scarpata S3 è ribassata di circa 200 metri rispetto alla base dei conglomerati nella loro posizione stratigrafica); 6) base del versante (BV); 7) area coinvolta nella DGPV (AB = fronte dell'area); R = ripiano.

Figure 6 - Map of the geomorphologic evidences of the studied study area. *Legend*: 1) Trench (T) (see also Figure 7); 2) rupture surfaces (from 1 to 5) (see also Figure 9); 3) deformation-slide surfaces (a, b, c); 4) conglomerate masses; 5) conglomerate scarps (from S1 to S4) (the base of the conglomerates in the S3 scarp is 200 meters lower than the base of the conglomerates in their original stratigraphic situation); 6) Toe of the slope (BV); 7) area affected by the DGSD (AB = front of the area); R = plain.

L'elemento di novità emerso con la presente ricerca è che le direzioni delle principali "faglie offshore" riconosciute a mare (sistemi mediamente a 60° e 143°) corrispondono bene a quelle da noi riconosciute a terra (sistemi 62-64° e 150-154°). Il noto sistema "Soarge-Taggia" a 120° (riconosciuto a terra) corrisponde al sistema 118-122° ritrovato nell'area di studio (Figura 4).

Quanto sopra conferma la relazione esistente tra sismicità e faglie e, di conseguenza, la forte probabilità che determinati movimenti gravitativi siano stati innescati o favoriti da movimenti sismici.

Genesi e sviluppo dei movimenti gravitativi

La presenza di terreni pliocenici nell'area indagata ha fornito dati indispensabili per una attendibile ricostruzione geometrica e cronologica dei movimenti gravitativi e delle cause che li hanno determinati.

Lo studio morfologico del versante ha, inoltre, evidenziato i maggiori elementi (Figura 6) utili a meglio comprendere i meccanismi del movimento in esame che sono, in particolare: la grande trincea, che provoca uno sdoppiamento del crinale a S di M. Magliocca (Figura 7, Figura 8 e Capitolo *Configurazione geomorfologica*); le

linee di rottura che interessano il corpo conglomeratico (Figura 9) e, più in basso, le tracce di superfici di scorrimento e di deformazione; nella parte media e bassa del versante sono presenti, inoltre, alte scarpate subverticali in conglomerato e ripiani (Figura 10). I conglomerati delle scarpate S2, S3 e S4 (Figura 6) risultano più bassi rispetto alla loro posizione stratigrafica; dall'esame della Carta Geologica (Marini, 2002), la base dei conglomerati non dovrebbe, infatti, scendere sotto i 250-300 m (vedasi andamento nella sezione di Figura 11).

Per l'interpretazione del movimento ha, infine, grande importanza il suo inquadramento cronologico; essa si è potuta effettuare utilizzando la velocità media di sollevamento del Pliocene argilloso (e quindi dell'area stessa), che è risultata pari a 0,27 mm/a \pm 20% (Capitolo *Il sollevamento plio-quadernario*).

A causa del sollevamento i conglomerati iniziano ad emergere già nel corso del Pliocene, mentre le argille sottostanti emergono solamente alla fine del Pliocene o all'inizio del Pleistocene; la formazione di un "rilievo sufficientemente elevato" (paleorilievo) risalirebbe alla fine del Pleistocene inferiore.

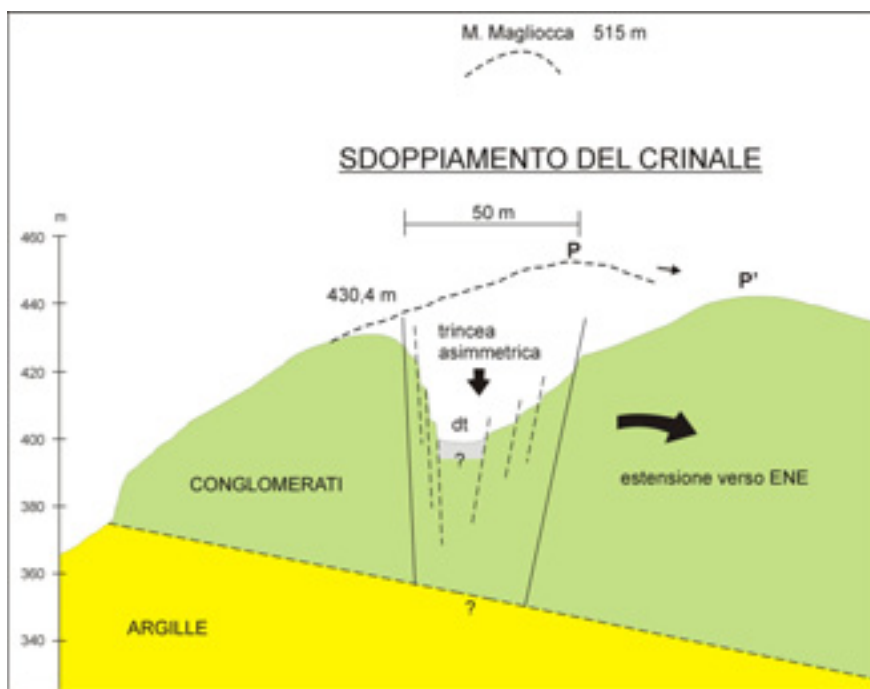


Figura 7 - Profilo della trincea circa 300 m a SSO del M. Magliocca (proiettato in alto nel disegno). Il profilo trasversale al crinale M. Magliocca – Castel d'Appio mette in evidenza la trincea che ha provocato lo sdoppiamento del crinale (vedi Figura 6). I conglomerati (colore verde) e le argille (colore giallo) del Pliocene Inferiore sono separati da una superficie di erosione. Il punto P indica la probabile posizione del crinale prima dello sdoppiamento, che ha provocato una estensione del versante verso ENE. Il fondo della trincea è mascherato da materiale detritico (dt) per uno spessore sconosciuto.

Figure 7 - Geologic section of the trench about 300 meters at SSW of the Mt. Magliocca (profile projected in the upper part of the sketch). The section, across the Mt. Magliocca - Castel d'Appio watershed, shows the large trench that caused the watershed splitting (see also Figure 6). The conglomerates (green in colour) and the clays (yellow in colour), both dated to the lower Pliocene, are separated by an erosive surface. The point P indicates the most probable position of the watershed before its splitting, which caused an extension of the slope toward ENE. The bottom of the trench is covered by debris (dt) of unknown thickness.



Figura 8 - Evidenza morfologica della trincea sommitale (T) che ha provocato lo sdoppiamento del crinale di M. Magliocca (vista da SSE, vedi Figura 7).

Figure 8 - Morphological evidence of the summit trench (T) that caused the splitting of the watershed of Mt. Magliocca.



Figura 9 - Profilo del crinale orientale del M. Magliocca visto da SSE. Sono visibili alcune evidenze morfologiche delle superfici di rottura nei conglomerati pliocenici (vedi Figura 6).

Figure 9 - The East side of the Mt. Magliocca from SSE. The rupture surfaces affecting the Pliocene conglomerates are shown.

Durante lo *stage* 22 (corrispondente, come detto in precedenza, ad un glaciale molto intenso, che segna la fine del Pleistocene inferiore) il fiume Roia avrebbe approfondito notevolmente la sua valle incrementando il dislivello fra il fondovalle ed il paleorilievo, che

probabilmente raggiunse i 500 m. A tale periodo, pertanto, si potrebbero far risalire i primi fenomeni gravitativi di una certa importanza; ciò non esclude tuttavia che movimenti gravitativi si siano verificati anche in precedenza.

Il paleorilievo durante lo *stage* 22 è stato ipotizzato in Figura 12; in quella data, 870.000 anni fa, l'area era meno sollevata di oggi. Nell'ipotesi di un tasso di sollevamento costante (pari a 0,27 mm/a), il sollevamento era di circa 220 m minore rispetto ad oggi; nell'ipotesi

(più probabile) di una velocità di sollevamento maggiore nel Pliocene, in graduale diminuzione nel Pleistocene, la differenza di sollevamento rispetto all'attuale risulta ovviamente minore.



Figura 10 - Versante orientale del M. Magliocca visto da E. Sono visibili alcune evidenze morfologiche della DGSD (simboli riportati in Figura 6).

Figure 10 - The East side of the Mt. Magliocca from E. Some morphological evidences of the DGSD are shown (symbols in Figure 6).

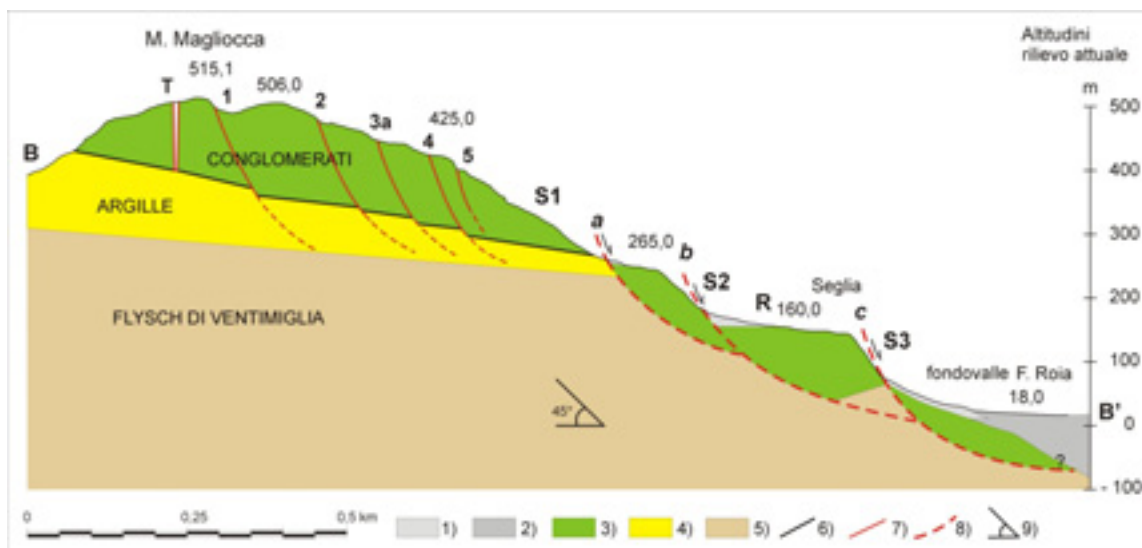


Figura 11 - Sezione interpretativa della complessa deformazione gravitativa che ha interessato il versante orientale del M. Magliocca. *Legenda:* 1) Depositi di piede di versante; 2) alluvioni del F. Roia; 3) conglomerati pliocenici; 4) argille plioceniche; 5) flysch eocenico di Ventimiglia; 6) superficie di erosione; 7) superfici di rottura (numerata da 1 a 5); 8) superfici di deformazione – scivolamento (indicate con a, b, c); 9) giacitura media del flysch nella parte inferiore del versante. T = trincea; R = ripiano; S1, S2 e S3 = scarpate nei corpi conglomeratici.

Figure 11 - Interpretative geologic section of the complex slope deformation that affected the East side of the Mt. Magliocca. *Legend:* 1) Toe of the slope deposits; 2) Roia river's alluvial sediments; 3) conglomerates (Pliocene); 4) clays (Pliocene); Ventimiglia Flysch (Eocene); 6) erosive surface; rupture surfaces (numbered from 1 to 5); 8) deformation-slide surfaces (a, b, c); position of the Flysch in the lower part of the slope. T = trench; R = plains; S1, S2 and S3 = conglomerates scarps.

Nella Figura 12 tale differenza è stata considerata pari a 130 m. Accettare la prima o la seconda ipotesi sposta nel tempo l'inizio dei movimenti gravitativi, in quanto si sposta nel tempo anche la creazione del "rilievo sufficientemente elevato". Il meccanismo dei movimenti gravitativi rimane in ogni caso identico.

Le caratteristiche principali del paleorilievo sono:

a) il corpo conglomeratico ha uno spessore maggiore dell'attuale in quanto si è tenuto conto dei processi erosivi e deformativi avvenuti successivamente;

b) l'unità argillosa diminuisce di spessore verso la valle del Roia, fino a sparire; infatti, le argille non compaiono nel versante opposto della valle (Marini, 2002). Ciò è dovuto al fatto che la base dei corpi conglomeratici corrisponde ad una superficie di erosione e che il processo erosivo fu massimo in corrispondenza dell'asse del "paleosolco" e minimo ai bordi;

c) il versante vallivo (che sarà interessato dai movimenti gravitativi) viene immaginato molto più ripido dell'attuale. Il fiume Roia correva alla sua base, erodendo direttamente l'unità flischoide, e la valle era certamente più stretta rispetto allo stato attuale; è molto probabile che il fiume Roia, durante la fase di massima incisione glaciale, avesse creato pareti nel flysch più inclinate di

40-45°, originando quindi un versante a franapoggio.

Una testimonianza del flysch appartenente all'antico versante si ritrova immediatamente a Nord del tratto A-B di Figura 6; esso appare non tiltato, in quanto non coinvolto dai movimenti gravitativi (Figura 2). Il flysch non compare invece in tutto il tratto A-B, che costituisce il fronte avanzato dei movimenti gravitativi, dove la copertura detritica di piede di versante maschera il substrato. Piccoli affioramenti di conglomerati sono presenti alla quota di 35 m, nella parte centrale del fronte ma l'affioramento più ampio compare all'estremità Sud del fronte (punto B in Figura 6); qui i conglomerati appaiono molto fratturati e vistosamente tiltati, con immersione circa NO (verso monte) e inclinazione media di 20°; lo spessore visibile è di circa 30 m. Essi sono stati ribassati dalla superficie C e danno origine alla scarpata S4.

Anche nella scarpata S3 i conglomerati presentano giacitura anomala, con immersione verso OSO e inclinazione media di 30°.

Nella scarpata S2 il corpo conglomeratico presenta fratture spesso beanti, con crolli di blocchi di roccia di grandi dimensioni; la sua giacitura è prevalentemente suborizzontale.

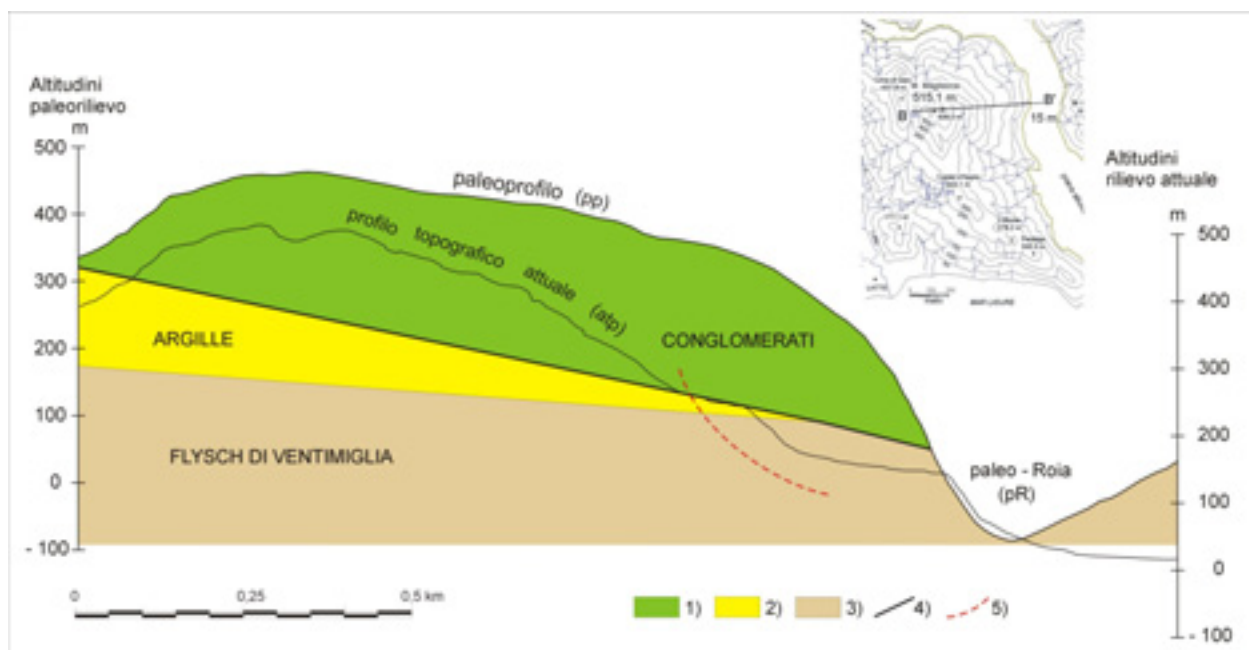


Figura 12 - Sezione interpretativa del paleorilievo durante lo stage 22 della curva isotopica dell'ossigeno (OIS). Il paleoprofilo (pp) corrispondeva ad un corpo conglomeratico più spesso e più esteso dell'attuale (confronta con atp = profilo topografico attuale); la valle del paleo-Roia era più stretta e profondamente incisa. *Legenda*. 1) conglomerati pliocenici; 2) argille plioceniche 3) substrato flischoide 4) superficie di erosione; 5) traccia della superficie di deformazione-scivolamento (a) che si determina probabilmente in questo periodo (vedi Figura 11), durante il quale si è ipotizzato che il paleorilievo fosse meno sollevato di 130 metri rispetto all'attuale.

Figure 12 - Interpretative geologic section of the paleorelief during the stage 22 of the oxygen isotopic curve (OIS). The paleoprofile (pp) corresponded to a conglomerate mass thicker and larger than the present one (compare with atp = actual topographic profile); the paleo Roia valley was steeper and deeply cut than the current one. Legend: 1) conglomerates (Pliocene); 2) clays (Pliocene); 3) Flysch bedrock; 4) erosive surface; 5) trace of the deformation-slide surface (a) probably formed in this period (see Figure 11). We hypothesize that the paleorelief, during the 22 stage, was 130 meters lower compared to the present one.

Di ciò si è tenuto conto nella ricostruzione del movimento, in quanto la giacitura normale dei conglomerati (negli affioramenti non deformati) presenta valori dell'immersione verso SE e inclinazioni di 10-15°.

Le evidenze e le considerazioni sopra esposte hanno consentito di formulare l'interpretazione riportata in Figura 11.

Le tappe della complessa deformazione gravitativa che ha interessato il versante orientale del M. Magliocca sono le seguenti:

1) Il sollevamento plio-quadernario coinvolge le Alpi Marittime, compresa una fascia del margine continentale, facendo emergere depositi di delta-conoide attribuiti al Pliocene inferiore.

2) Il sollevamento riattiva la rete idrografica che, nel settore in esame, è rappresentata dal F. Roia che ha il bacino idrografico più ampio della Liguria occidentale. Il fiume Roia incide profondamente i depositi pliocenici in emersione originando, congiuntamente all'azione operata dai corsi d'acqua contigui (valle di Latte, T. Bevera, T. Nervia) due crinali: M. Magliocca-Ventimiglia alta in destra idrografica e M. Baraccone-Ventimiglia bassa, in sinistra.

3) Il sollevamento tettonico e l'incisione del F. Roia danno origine, nel tempo, ad un "rilievo sufficientemente elevato" (paleorilievo in Figura 12) tale da innescare fenomeni gravitativi importanti. Il momento più favorevole si verifica probabilmente durante lo *stage* 22 (870.000 anni fa), corrispondente al primo, intenso, periodo glaciale del Pleistocene.

4) Un'ampia superficie di deformazione-scivolamento interessa il versante orientale del M. Magliocca, coinvolgendo sia le argille e i conglomerati pliocenici, sia il substrato costituito dal Flysch di Ventimiglia (*a* in Figura 11). Il movimento potrebbe essere stato favorito dalla significativa componente pelitica del Flysch di Ventimiglia nonché da scosse sismiche (vedi Capitolo *Sismicità*).

5) La situazione si stabilizza successivamente, favorita anche dal riempimento alluvionale della valle operato dal F. Roia durante il successivo interglaciale. Situazioni di forte incisione valliva, idonee quindi a determinare nuove condizioni di forte dislivello, si verificano con lo *stage* 16 (circa 620.000 anni fa) e con lo *stage* 10 (circa 340.000 anni fa), entrambi considerati glaciali di notevole importanza.

6) Una seconda fase di deformazione-scivolamento coinvolge il versante, probabilmente durante lo *stage* 10, in una situazione favorevole paragonabile a quella verificatasi durante lo *stage* 22. L'elemento a sostegno di questa ipotesi consiste nel dislivello esistente tra le due superfici *a* e *b* (vedi Figura 11), ben individuate mediante le scarpate in conglomerato (Figura 6); esso è calcolabile in 85±10 m circa. Questo dislivello è indicativo del sollevamento che l'area ha subito nell'intervallo di tempo tra gli *stages* 22 e 10, cioè circa 530.000 anni (con un

tasso di sollevamento ormai minore di 0,20 mm/a).

Le giaciture dei conglomerati che costituiscono la scarpata S3, con immersione verso OSO ed inclinazione media di 30°, evidenziano una componente rotazionale del movimento principale.

8) Un'ulteriore riattivazione del movimento è testimoniata dalla superficie *c* (Figura 6), che si raccorda ad un "livello di base" calcolabile in 50-70 m sotto il livello del mare attuale (Figura 11). È pertanto plausibile, anche in questo caso, che il fenomeno si sia verificato con maggior probabilità in corrispondenza della forte incisione valliva durante un successivo periodo glaciale. Lo *stage* 2 (massimo glaciale würmiano) è il momento più indicato, anche considerando il "dislivello" tra la superficie *c* e la precedente *b*, la cui creazione ha richiesto un intervallo di tempo non inferiore a 300.000 anni circa. La superficie *c* ha una grande evidenza morfologica (Figura 6) e geologica; essa ha coinvolto i conglomerati visibili nella scarpata S3, tra 75 e 105 m circa, ribassandoli. Ciò è testimoniato dal corpo conglomeratico, tra 25 e 60 m s.l.m., che origina la scarpata S4. Essa presenta strati in contropendenza, immergenti verso NO e inclinati mediamente 20°. Una parziale visione delle scarpate è riportata in Figura 10.

9) I fenomeni descritti determinano, nella parte alta del versante, una condizione caratterizzata dalla sovrapposizione dei conglomerati pliocenici, privi ormai del confinamento verso Est, al disopra delle argille plioceniche. Il differente comportamento meccanico dei due complessi è la principale causa di fenomeni di espansione laterale che si verificano fra le quote di 300 e 513 metri, le cui evidenze in superficie sono costituite da trincee e gradini. Essi coinvolgono il corpo conglomeratico con la formazione di superfici di rottura, che ne accentuano le precedenti condizioni di fratturazione, in conseguenza delle deformazioni plastiche che si verificano all'interno del sottostante corpo argilloso (Figura 11).

10) L'espansione del versante verso Est (verso la valle del Roia) determina in alto uno sdoppiamento del crinale che si manifesta con un'ampia trincea, lunga oltre 500 m e larga fino a 50-60 m (Figura 7 e Figura 8).

Conclusioni

Il settore costiero tra il Confine di Stato e Taggia ha subito, a partire dal Pliocene medio, un tangibile sollevamento, probabilmente il maggiore documentato in Liguria. Ciò è deducibile dalle quote del Pliocene inferiore, che raggiungono qui i 500 metri e che sono le maggiori tra quelle misurabili tra Sanremo e Genova, come aveva già evidenziato Rovereto (1934).

Lo studio dei movimenti gravitativi che interessano il versante orientale del M. Magliocca (località Ventimiglia), in destra idrografica del F. Roia, ha fornito l'occasione per quantificare e precisare meglio il quadro

tettonico dell'area, i suoi peculiari aspetti morfologici e le caratteristiche sismiche. L'interpretazione del materiale raccolto ha permesso di ricostruire la storia plio-quadernaria degli eventi che hanno dato origine alla deformazione del versante, eventi che si sono succeduti di pari passo con le grandi variazioni climatiche del Quaternario e, in particolare, con importanti oscillazioni glacioeustatiche.

La molteplicità delle evidenze messe in luce con la presente ricerca e la molteplicità delle cause che in maggior o minor misura hanno agito nel tempo, costituiscono di per sé un motivo d'interesse; i movimenti gravitativi studiati non sono infatti unici, ma altri sono presenti e segnalati lungo il settore costiero Confine di Stato – Taggia (Marini, 2000 e 2002).

La ricostruzione della complessa deformazione del versante orientale del M. Magliocca ha messo in evidenza che, tra le cause principali dei movimenti gravitativi, hanno avuto un ruolo fondamentale:

a) L'*assetto stratigrafico*, ovvero la successione flysch – argille – conglomerati (Figura 3), caratterizzata da corpi a diverso comportamento meccanico e a diversa erodibilità, nonché la loro giacitura, sempre con immersione verso la valle del Roia.

b) Il *glacialismo* che, nell'area in esame, si è manifestato non solo con condizioni climatiche che hanno probabilmente incrementato l'instabilità dei versanti, ma anche (e soprattutto), con l'abbassamento del livello marino che ha determinato forti incisioni e approfondimenti dell'alveo del F. Roia, massimi durante i glaciali 22, 16, 10 e 2.

c) La *tettonica*, in primo luogo con il sollevamento, valutato in 800 metri circa a partire da 3 milioni di anni fa. Quest'ultimo è stato la principale causa della "inversione del rilievo", ovvero della formazione di rilievi accentuati, costituiti da depositi pliocenici di deltaconoide (Figura 1). Il sollevamento è documentato anche dai terrazzi marini quaternari, che compaiono come relitti fino alla quota massima di 280 metri, e che sono raggruppabili in 5 ordini (Tabella 1). In secondo luogo la tettonica ha attivato una fitta rete di faglie e fratture (Figura 4), raggruppate in 7 distinti sistemi. Alla tettonica disgiuntiva sono riferibili vistosi effetti morfologici (tratti rettilinei dei corsi d'acqua, netti gomiti fluviali, catture), ma anche il differente comportamento di blocchi contigui e, almeno in parte, la fratturazione dei corpi rigidi conglomeratici sovrastanti le argille plioceniche a comportamento plastico.

Bibliografia

Augliera P., Spallarossa D. & Stucchi M., 1996. Confronto tra algoritmi di declustering: applicazione ai cataloghi NT e PFG. Workshop "Verso la definizione delle caratteristiche dei terremoti attesi", Milano, 10-11 Ottobre 1996.
Barla G., Ballatore S., Chiappone A., Frigerio A., Mazzà G., 2006. The Beaugard dam

(Italy) and the deep-seated gravitational deformation on the left slope. International Conference – Hydropower 2006, October 23-25, 2006 – Kunming, China.

Béthoux N., Cattaneo M., Delpech P.Y., Eva C. & Réhault J.P., 1988. Mécanisme au foyers des séismes en mer ligure et dans le Sud des Alpes

d) La *sismicità*, che in quest'area è la maggiore della Liguria, sia per frequenza che per intensità.

I dati sopra esposti hanno permesso una ricostruzione dettagliata della genesi e dello sviluppo nel tempo della deformazione gravitativa le cui tappe sono condizionate soprattutto dalla velocità di sollevamento. Il tasso di sollevamento *medio* è infatti pari a $0,27 \pm 20\%$ mm/a (Capitolo *Il sollevamento*), ma lo studio della morfologia costiera e dei terrazzi marini in particolare, fanno ritenere che la velocità sia stata maggiore nel Pliocene medio e superiore, con tendenza a diminuire nel Quaternario (Carobene, 2004), come del resto è stato riconosciuto anche per il tratto costiero Savona-Genova (Carobene & Firpo, 2002).

In base a ciò, si è ritenuto che la deformazione del versante si sia manifestata con la formazione di tre superfici principali di deformazione-scorrimento sempre più basse in quota (Figura 11) che hanno interessato sia le argille e i conglomerati pliocenici, sia il sottostante Flysch di Ventimiglia; la prima superficie è attribuita cronologicamente allo *stage 22* delle curve isotopiche (inizio del Pleistocene medio), la seconda allo *stage 10* (Pleistocene medio) e la terza allo *stage 2* (Pleistocene superiore). L'iniziale paleorilievo (Figura 12) si modifica pertanto nel tempo, sia a causa delle deformazioni descritte, sia a causa dell'intensa erosione subita dalla formazione pliocenica. Nelle fasi più recenti si verificano le condizioni favorevoli allo sviluppo di fenomeni di espansione laterale nella parte alta del versante con rotture della compagine conglomeratica favorite dal comportamento plastico del substrato argilloso (Figura 6 e Figura 11). A monte il crinale subisce un vistoso sdoppiamento, reso evidente da un'ampia trincea (Figura 7).

Si ritiene che l'attuale periodo interglaciale sia un motivo di relativa stabilizzazione della complessa deformazione gravitativa descritta; tuttavia è possibile che eventi sismici di forte intensità possano comunque rompere gli equilibri esistenti, favorendo movimenti lungo il versante e il crollo di blocchi dalle pareti subverticali delle scarpate in conglomerato. Considerando che la zona interessata dalla deformazione di versante è sede di una marcata antropizzazione sia per quanto riguarda il contesto del versante sia del fondovalle, sarebbe opportuno l'avvio di uno studio di dettaglio volto alla definizione dello stato di attività del fenomeno e dei rischi connessi ad eventuali riattivazioni.

occidentales: résultats et interprétation. C.R. Acad. Sci. Paris, 307, 71-78.

Bonci M.C., Cirone G., Pirini C. & Razzore S., 1993. Ritrovamenti di livelli a diatomee nel Pliocene di Genova (Formazione delle argille di Ortovero). *Paleopelagos*, 3, 75-86, Roma.

- Boni A., 1986. Il Pliocene e la neotettonica nelle Alpi Liguri. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28 (1984), 229-265.
- Boni A., Cerro A., Gianotti R. & Vanossi M., 1971. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100.000, Foglio (92-93) «Albenga-Savona». *Serv. Geol. It.*, Roma, 142 pp.
- Boni A., Boni P., Peloso G.F. & Gervasoni S., 1980. Dati sulla neotettonica di parte dei Fogli S. Remo (102), Imperia (103) ed Albenga-Savona (92-93). In: *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. N. 356, 1245-1282.
- Boni P. & Peloso G.F., 1973. I lembi pliocenici della Liguria occidentale da Terzorio al confine italo-francese. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 23, 167-201.
- Boni A., Boni P., Mosna S. & Peloso G.F., 1983. Rinvenimento del Pliocene superiore (e del Pleistocene marino basale?) nelle colline tra Ventimiglia e Bordighera. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 30 (1), 182-188.
- Boni A., Boni P., Peloso G.F. & Gervasoni S., 1985. Nuove osservazioni e considerazioni sui lembi pliocenici dal confine di stato a Capo Sant'Ampelio (Alpi Marittime). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 30 (2) (1984), 246-309.
- Boni P., Cotta Ramusino S. & Peloso G.F., 1989. Considerazioni e riflessioni sul tracciato del T.Bevera nella zona di Collabassa, prima della confluenza con il F. Roia (Liguria occidentale). *Atti Ticinesi di Scienze della Terra*, 32, 1-6.
- Boni A., Boni P., Peloso G.F. & Vercesi P., 1978. Dati preliminari sulla neotettonica di parte dei Fogli 102 (S. Remo) e 103 (Imperia). In: *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. N. 155, 361-380.
- Boni A., Boni P., Peloso G.F. & Gervasoni S., 1981. Dati sulla neotettonica di parte dei Fogli S. Remo (102), Imperia (103) ed Albenga-Savona (92-93). In: *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. N. 356 (1980), 1245-1282.
- Boni P., Peloso G.F. & Vercesi P.L., 1986. Nuovi dati e considerazioni sulla stratigrafia del bacino pliocenico di Albenga (Alpi Marittime). *Mem. Soc. Geol. It.*, 28 (1984), 385-396.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G. & Gasperini P. (eds.), 2000. *Catologue of strong Italian earthquakes*. *Ann. Geofis.*, 43 (4), 268 pp. con database su CD-ROM.
- Camassi R. & Stucchi M., 1997. NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. Web page: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- Campredon R., Franco M., Giannerini G., Gigot P., Irr F., Lanteaume M., Spini H. & Tapoul J.F., 1977. Les deformation de conglomerats pliocenes de l'arc de Nice. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 2, 75-77.
- Capponi G., Cattaneo M. & Merlanti F., 1985. The Ligurian Earthquake of february 23, 1887. PFG-CNR, Atlas of isoseismal maps of Italian Earthquakes, 100-103.
- Carobene L. & Cevasco A., 2007. Una deformazione gravitativa profonda di versante all'origine del Piano di Oneto, Val Graveglia (Appennino Ligure). *Il Quaternario*, 20 (1), 45-56.
- Carobene L. & Firpo M., 2002. Forme terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria occidentale). *Il Quaternario* 15 (1), 53-68.
- Carobene L., 2004. Uplifted coastlines and marine terraces. In: *Geology of Italy*, Crescenti U., D'Offizi S., Merlino S., Sacchi L. (Eds.). *Special Volume of the It. Geol. Soc.*, 174-177.
- Cavallin A., Crescenti U., Dramis F., Prestininzi A., Sorriso-Valvo M., 1990. Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia: prime valutazioni. *Mem. Soc. Geol. It.*, 37 (1987), 241-252.
- Chaumillon E., Déverchère J., Réhault J.P. & Gueguen E., 1994. Reactivation tectonique et flexure de la marge continentale ligure (Mediterranee Occidentale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319: 675-682.
- Courboulex F., Deschamps A., Cattaneo M., Costi F., Déverchère J., Virieux J., Augliera P., Lanza V. & Spallarossa D., 1998. Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake ($M_L = 4.7$). *Tectonophysics*, 290 (3/4), 245-257.
- Crosta G., 1997. Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 19 (1996), 297-313.
- Disperati L., Guastaldi E., Rondinella A., Virdis S.G.P., Ciulli A., Naldini D., 2007. The Corniglio landslide area (Parma, Italy): evidences for a deep seated gravitational slope deformation. *Epitome Vol. 2*, 215, *Geitalia 2007*, VI Forum Italiano di Scienze della Terra, Rimini, 12-14 sett. 2007.
- Dramis F., 1984. Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, 681-687.
- Eva C. & Rabinovich, A.B., 1997. The February 23, 1887 tsunamis recorded on the Ligurian coast, Western Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2211-2214.
- Eva E., Chaumillon E. & Déverchère J., 1993. Thickness of post-messinian sediments along the western Ligurian margin. *Atti 12° Conv. Naz. GNGTS-CNR*, Roma 24-26/11/1993, 549-558.
- Eva C., Augliera P., Eva E., Solarino S. & Spallarossa D., 2000. Sintesi delle conoscenze sulla sismotettonica della Liguria occidentale ed influenza sui parametri di hazard. In: *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, 59-70.
- Fanucci F., 1979. Neotettonica dei margini continentali del Mar Ligure. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19 (1978), 535-542.
- Giammarino S., Giuffrè A., Cortellesi D. & Scappini G., 1978. Dati preliminari sulla neotettonica di parte del Foglio 102 (San Remo). In: *Contributi preliminari alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia*. P.F.G. - CNR, Pubbl. 155, 381-390.
- Giammarino S., Sprovieri R. & Di Stefano I., 1984. La sezione pliocenica di Castel d'Appio (Ventimiglia). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., s. A*, 91, 1-26.
- Giammarino S. & Tedeschi D., 1970. A proposito dell'età pliocenica degli affioramenti di Ventimiglia e Pompeiana (Liguria occidentale). *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, 8 (1), 1-11.
- Giammarino S. & Tedeschi D., 1975. Prima segnalazione di Pliocene medio nella Liguria occidentale (M. Bauso). *Boll. Soc. Geol. It.*, 94 (1-2), 275-280.
- Gnaccolini M., 1998. Le successioni conglomeratiche plioceniche della Liguria occidentale: osservazioni preliminari sulla loro architettura e relativo significato. *Atti Tic. Sc. Terra*, 40, 203-214.
- Guerricchio A., Melidoro G. & Rizzo V., 1987. Sul significato delle deformazioni misurate nella valle di Maratea (Basilicata, Italia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 37, 53-62.
- Gullà G., Sorriso-Valvo M., Bonci L., Cesi C., Calcaterra S., Eulilli V., Gambino P., Niceforo D., Reali C. & Vullo F., 2007. Displacements on a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation: Lago, Calabria, Italy. *Epitome Vol. 2*, 214, *Geitalia 2007*, VI Forum Italiano di Scienze della Terra, Rimini, 12-14 sett. 2007.
- Hoang Trong P., Haessler H., Holl J.M. & Legros Y., 1987. L'essaim sismique (oct. 83-jan. 84) de la moyenne vallée de la Roya (alpes Maritimes): activité récente d'un ancient système de failles conjuguées?. *C.R. acad. Sci. Paris*, 304, Série II, 419-424.
- Hutchinson J. N., 1988. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides*, Lausanne, Balkema, 1, 3-35.
- Irr F., 1975. Évolution de la bordure du bassin méditerranéen nord-occidentale au Pliocène : nouvelles données biostratigraphiques sur le littoral franco-ligure et leurs implications tectoniques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7e s., 17, 945-955.
- Limoncelli B. & Marini M., 1969. Indagine sulle risorse paesaggistiche e sulle aree verdi della fascia costiera ligure. - *Ricerca geomorfologica*. Istituto di Architettura e tecnica urbanistica. Facoltà di Ingegneria dell'Università di Genova, 115 pp.
- Lollino G. & Wasowski J., 1994. Deep inclinometer monitoring of a partially remobilized old landslide complex: case of Caramanico Terme, south-central Italy. *Proc. 7th Int. Congr. IAEG*, Balkema, Rotterdam, 1451-1458.

- Marini M., 2000. Il Pliocene Ligure a Taggia (Imperia, Alpi Marittime Liguri): stratigrafia fisica ed evoluzione sedimentaria. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 423-443.
- Marini M., 2001. Il Pliocene Ligure fra Ventimiglia e Bordighera (Imperia, Alpi Marittime Liguri): osservazioni preliminari. *Boll. Soc. Geol. It.*, 120, 37-46.
- Marini M., 2002. Carta geologica del Pliocene Ligure nell'areale di Ventimiglia-Bordighera (Alpi Marittime Liguri – Provincia di Imperia). S.E.L.C.A., Firenze.
- Negri A., Pirini C., Razzore S., Bonci M.C., Cirone G., Mancin N. & Viaggi M., 1997. Micropaleontological record in the Pliocene of Genoa-Arenzano area. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 36 (1-2), 261-274.
- Ritz J. F., 1991. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocene. Implication sismotectoniques. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, 128 pp.
- Regione Liguria, 2002. Note Illustrative e Carta geologica con elementi di geomorfologia – Bargagli – Tavoleta n° 214.3 (scala 1:25.000).
- Rovereto G., 1934. Epirogenesi postpliocenica delle Alpi Marittime e della Riviera Ligure. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Serie 6*, 20 (5-6), 153-157, Roma.
- Schröder S. & Carobene L., 1999. Sedimentary evolution of the Lower Pliocene in the Bussana-Taggia Basin, NW-Italy. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I* (1997), H. 10-12, 1391-1401.
- Shackleton N.J. & Opdyke N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Società Geologica Italiana, 1991. *Alpi Liguri – Guide Geologiche Regionali*. 295 pp. BE-MA Editrice.
- Sorriso-Valvo M., 1992. Studi sulle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41 (1988), 877-888.
- Spallarossa D., Eva E., Solarino S. & Eva C., 1997. La linea Saorge-Taggia: esempio di correlazione tra elementi tettonici e sismicità. *Il Quaternario*, 10, 343-348.
- Williams D.F., Thunell R.C., Tappa E., Rio D. & Raffi I., 1988. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, 221-240.

Pumping water wells near large surface water bodies

Lucio Di Matteo, Walter Dragoni, Claudio Bonavenia

Dipartimento di Scienze della Terra – Università di Perugia - Piazza dell'Università, 1 - 06123 Perugia – Italia
 dimatteo@unipg.it, dragoni@unipg.it, claudio.bonavenia@alice.it

ABSTRACT: Estimates of water coming from surface water bodies (stream or lake depletion) are particularly necessary when siting drinking water wells near rivers or lakes with poor quality water. A finite difference model was used to analyze several hydrogeological systems characterized by large surface water bodies (i.e., lakes). A sensitivity analysis of lake width on lake depletion was made. MODFLOW model simulations show that, when lake width is more than about 2000 m, lake depletion becomes independent of its width indicating that rivers behave like lakes when width exceeds 2000 m. After about 600 modelling simulations and a best-fitting procedure a new empirical formula, allowing lake depletion to be estimated, is proposed. It expresses lake depletion as a function of various hydraulic and hydrogeological parameters, such as unit inflow to the lake, lake depth, distance between well and surface water body, filter length of the well, and pumping rate. The new formula can also be applied, with even larger approximations, to the estimation of stream depletion in cases of pumping close to surface water bodies less than 2000 m wide. The formula proposed here should be useful in deciding where to locate a pumping well and the appropriate length of its screen.

Key terms: Surface water bodies, Numerical modeling, Stream depletion, Lake depletion

Introduction

Siting wells near rivers or lakes requires preliminary estimation of the quantity of water coming from surface water bodies due to pumping. This estimation is particularly necessary when drinking water wells must be sited near surface water bodies with poor quality water. The present study summarizes the state-of-the-art of pumping near surface water bodies and reports some recent developments, not previously published, obtained through numerical modelling. Table 1 lists the meaning of symbols used in the text and figures.

In the last 60 years, many authors have dealt with the problem of describing the behaviour of a pumping well sited close to a surface water body, in hydraulic contact with the aquifer where the well is located. If Q is the discharge out of the well (constant) and q is the flow from the surface water body to the well, the problem can be stated as to find one or more equations giving a good estimate of the ratio q/Q , as function of some known characteristics of the aquifer, of the surface water body and of the well: this in order to have a conceptual tool to build wells according to a desired value of the ratio q/Q .

Usually the ratio q/Q is called “stream depletion” or “river depletion” because, in the first paper on the subject, the surface water body was a river; in the following we shall consider “stream depletion” (q_s/Q) as well as “lake depletion” (q_l/Q): indeed it will be shown that in some cases the relationship between the well and the surface water body is different if the latter is a river or a lake.

The first studies of this problem analyzed "simple"

hydrogeological systems characterized by rivers and wells both fully penetrating the aquifer (GLOVER AND BALMER, 1954; JENKINS, 1968). GRIGORIEV (1957) and BOCHEVER (1966) were the first to study the effect of wells located near fully penetrating rivers. WILSON (1993) analytically described stream depletion for a fully penetrating surface water body fed by a unit inflow (q_a).

Table – Meanings of symbols.

d	Surface water body-well distance (m)
L	Well screen length (m)
w	Lake width (m)
E	Aspiter thickness (m)
b	Lake thickness (m)
r	River thickness (m)
h	Head (m)
s	Drawdown (m)
e	Thickness of low hydraulic conductivity streambed (m)
K	Streambed hydraulic conductivity (m/day)
l	Wells perimeter of river (m)
I	Aquifer transmissivity (m ² /day)
S	Storage coefficient (dimensionless)
L, L_1	Layer thickness (m) (dimensionless)
O	Overlap (m) (Figure 5)
q_a	Unit inflow to the river (m ³ /day)
Q	Pumping rate (m ³ /day)
C	Coefficient of variation
β	Wilson coefficient (dimensionless) (equation 14)
q/Q	Lake depletion (dimensionless)
q_s/Q	Stream depletion (dimensionless)
q_l/Q	Lake depletion with Wilson's equation (dimensionless)
q_s, Q_s	Streambed stream depletion with MODFLOW model (dimensionless)

The unit inflow to the river can be estimated measuring the increase on river discharge produced by aquifer: therefore there is no need to know

hydrogeological parameters and the slope of the potentiometric surface of the aquifer. BUTLER *et alii* (2001) and BUTLER *et alii* (2007), using MODFLOW numerical modelling, analyzed stream depletion in transient conditions for hydrogeological multilayered systems and for partially penetrating rivers with streambeds of low hydraulic conductivity.

DI MATTEO AND DRAGONI (2005), simulating several hydrogeological systems with the MODFLOW model, proposed an empirical formula to estimate stream depletion in steady-state conditions valid both for isotropic and anisotropic aquifers. Stream depletion is a function of several hydrogeological and hydraulic parameters, such as unit inflow to the river, pumping rate, length of well casing, wetted perimeter of river, distance between well and river, aquifer transmissivity, anisotropy, and a new parameter called by the authors "overlap". This formula is useful during initial planning stages, especially when topographical conditions do not allow the wells to be located far from the lake (i.e., wells in mountain valley with steep slopes).

PARKIN *et alii* (2007) recently simulated a real hydrogeological system (the Winterbourne stream in Wales, Great Britain) through a modelling approach (SHETRAN model) and ANN (artificial neural network). The authors mainly studied the reduction in river flow due to well pumping during a period not influenced by recharge (May-June 1967).

Previous studies mainly focus on interactions between pumping wells and rivers, and there are no studies on the

estimation of the quantity of water coming from large surface water bodies (i.e., lakes). For these systems, existing equations are not applicable, because some parameters, such as the wetted perimeter, do not have a physical meaning. This work presents the first results of several numerical experiments on interactions between water wells and large surface water bodies, with the purpose of obtaining an empirical formula useful for estimating the "lake depletion". Differences and similarities with the case of pumping close to rivers were also studied.

Mathematical model

Modelling of aquifer-lake systems was carried out with the MODFLOW finite difference model (MCDONALD AND HARBAUGH, 1988) which, with on appropriate scale and applying of REV concept, can also be used in case of fractured and/or karst systems (ANDERSON AND WOESSNER, 1991; ANGELINI AND DRAGONI, 1997; LAROCQUE *et alii*, 1999; SCANLON *et alii*, 2003; MANGA, 1999; CAMBI AND DRAGONI, 2000; MARAMATHAS *et alii*, 2003). The conceptual model used here is shown in Figure 1a and grid discretization with spacing in three dimensions in Figure 1b.

For grid discretization and boundary conditions the approach already followed by DI MATTEO AND DRAGONI (2005) was used, placing a constant head boundary far enough from the lake to approximate an unlimited aquifer (about 6000 m).

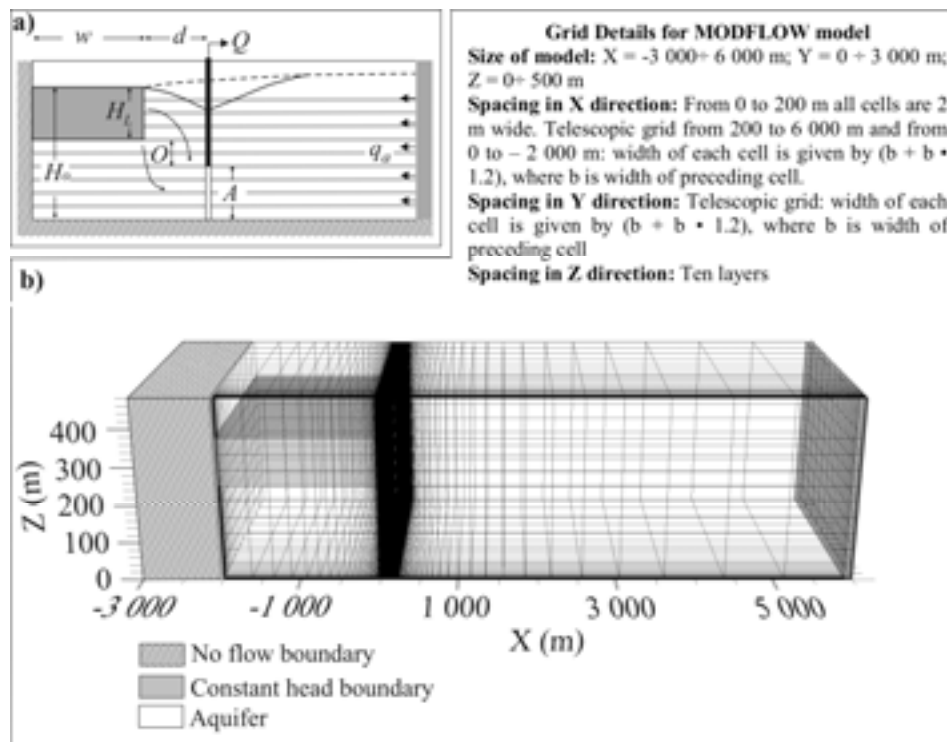


Figure 1 – Sketch of conceptual model a) and grid details for MODFLOW model b).

Only surface water bodies with a long straight shore were simulated, as analyzed in other studies (GLOVER AND BALMER, 1954; JENKINS, 1968; GRIGORIEV, 1957; BOCHEVER, 1966; WILSON, 1993; BUTLER *et alii*, 2001; DI MATTEO AND DRAGONI, 2005; BUTLER *et alii*, 2007; PARKIN *et alii*, 2007). Grid discretization was validated by simulating the pumping of a well close to a fully penetrating surface water body ($H_L/H_o = 100\%$) – a case which is difficult to find in nature, but of which the analytical solution is already known. In this case, stream depletion is described by the equation 1-1a (WILSON, 1993):

$$\left(\frac{q}{Q}\right)_{wll} = \frac{2}{\pi} \left[\frac{-(\beta-1)^{0.5}}{\beta} + \tan^{-1}(\beta-1)^{0.5} \right] \quad 1)$$

where:

$$\beta = \frac{Q}{\pi \cdot q_a \cdot d} \quad 1a)$$

Figure 2 shows the stream depletion curve obtained by WILSON (1993) and some lake depletion values simulated by MODFLOW. The difference between the two is very small, and gives a coefficient of variation (C_v) of less than 1%.

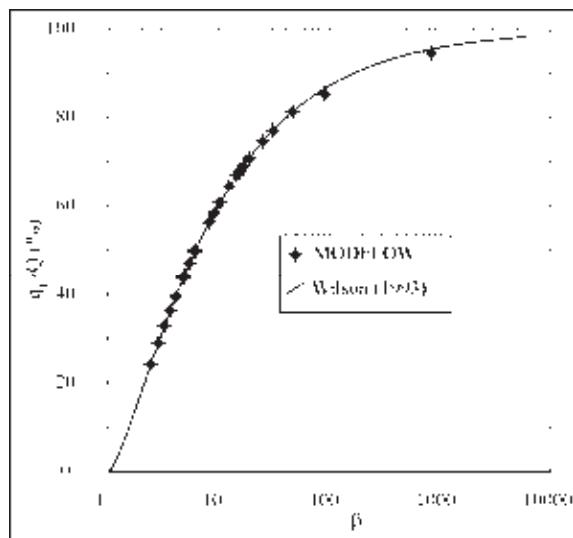


Figure 2 – Grid validation: lake depletion values, simulated with MODFLOW and calculated with Wilson’s equation, as a function of parameter β .

The investigated Q/T ratios range between 1 and 7.5, and the unit inflow to the river (q_a) ranges between 0.2 e 80 m^2/day , as in our experience and according to the literature these values are the most common (DRAGONI, 1998; WALTON, 1970; CUSTODIO AND LLAMAS, 1983; TODD, 1980; KRUSEMAN AND DE RIDDER, 1980; CELICO, 1986; WILSON, 1993; DI MATTEO AND DRAGONI, 2005).

Only aquifers pumped by fully penetrating wells were simulated, the well screen being 21% to 100% of aquifer thickness (H_o) and extending in length upward from the

bottom of the well.

An analysis of the importance of lake width (w) on the ratio q_l/Q was made: this because some of the previous studies, in the case of pumping close to rivers, showed that the wetted perimeter of the river has some influence on the “stream depletion”. MODFLOW simulations showed that, when the width of the lake is more than about 2000 m, lake depletion becomes independent of its width. In practice, the model indicates that rivers behave as lakes when the width of the firsts exceeds 2000 m (Figure 3).

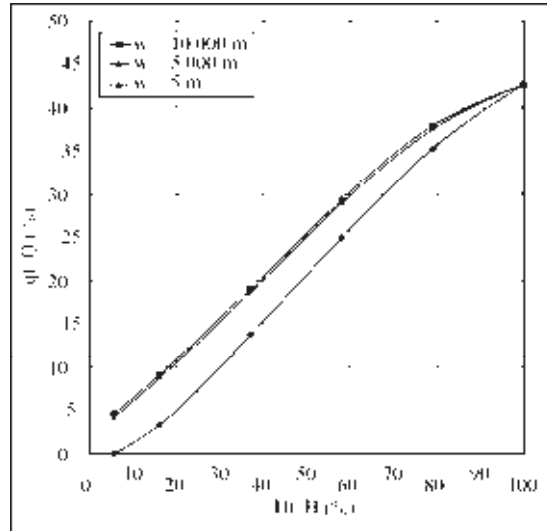


Figure 3 – Lake width influence on lake depletion values as function of different H_L/H_o ratios.

Numerical simulations

With the conceptual model of Figure 1a, approximately 600 hydrogeological cases were simulated in steady-state conditions by changing one or more parameters from case to case. Stream depletions were estimated with the MODFLOW budget tool. Cases in which the stagnation point of the well did not intersect the surface water body were excluded a priori. Lake depletion is a function of the parameters shown in equation 2: for the meaning of the symbols, see Table 1.

$$\frac{q_l}{Q} = f(\beta; H_L; A; d; O) \quad 2)$$

Overlap parameter (O), introduced by DI MATTEO AND DRAGONI (2005), indirectly describes the vertical component of the flow from the surface water body towards the well. Overlap indicates the vertical distance between the top of the well screen and the riverbed or lakebed, which may be zero, when the top of the well screen is at the same height as the riverbed (Figure 4a); greater than zero, when the top of the well screen is higher than the riverbed (Figure 4b); or less than zero, when the top of the well screen is lower than the riverbed (Figure 4c).

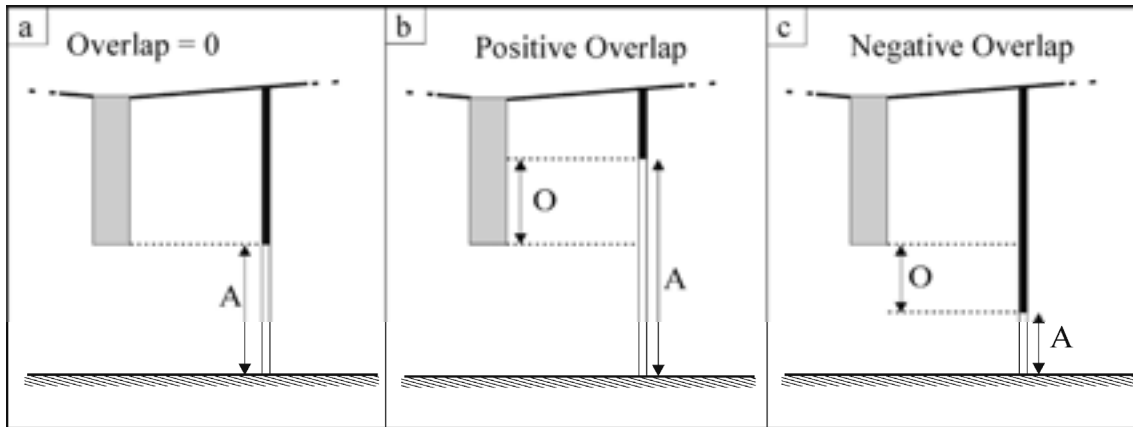


Figure 4 – Sketch in cross-section, of overlap parameter O (DI MATTEO AND DRAGONI, 2005).

In order to obtain an empirical formula for describing lake depletion as a function of the parameters in equation 2, the trial-and-error method was used in order to analyze several regression equations. Software based on the annealing algorithm was used. Apart from their own results, the authors also considered 50 cases of fully penetrating lakes (Wilson hypotheses). After several processes of trial-and-error, a best relationship was obtained (equation 3-3a), valid both for fully and partially penetrating lake.

$$\frac{q_L}{Q} = \left(\frac{q}{Q}\right)_{wil} \cdot [1 - (2 \cdot N^{0.65} - N^{1.23})] \quad 3)$$

where N has the following meaning:

$$N = \left[\beta^{-1} \cdot \left(1 - \frac{H_L}{H_o}\right)^{3.20} \cdot \left(\frac{A}{H_o}\right)^{-0.75} \cdot \left(\frac{d}{H_o}\right)^{-1.17} \cdot \left(1 \pm \frac{O}{H_o}\right)^{0.56} \cdot 0,30 \right] \quad 3a)$$

All independent variables - except for parameter β - were divided by the saturated thickness of the aquifer (H_o) to obtain a dimensionless equation. The accuracy of the derived models was checked by plotting predicted values versus actual simulated data (Figure 5).

Comparison between simulated and predicted data gave a variation coefficient of 5.9% and a Pearson coefficient of 0.994, indicating a very high positive linear relationship between variables. A frequency analysis of the difference between simulated and predicted lake depletions showed a normal distribution with up to 70% of data ranging between 0-2% (Figure 6).

It is important to emphasize that in the case of wells with A/H_o ratios equal to 100% and lakes with H_L/H_o greater than 80%, lake depletion values are very close to those obtainable using the Wilson equation. Therefore, for these systems, and only in the case of wells without casings, the Wilson equation can be applied directly (Figure 7).

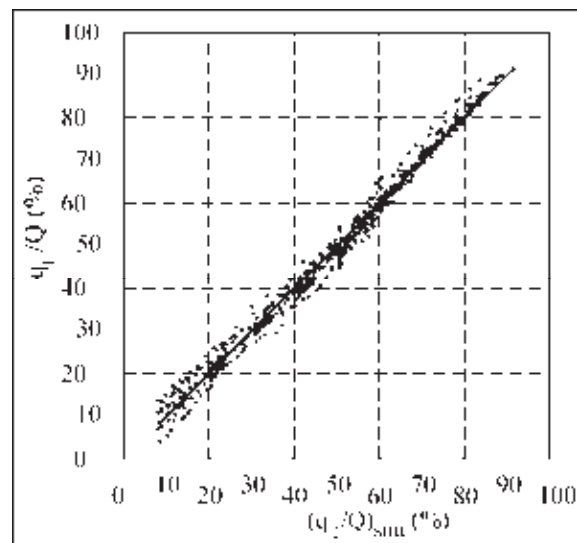


Figure 5 – Lake depletion values simulated with MODFLOW model $(q_L/Q)_{sim}$ compared with those calculated with equation 3-3a (q_L/Q) .

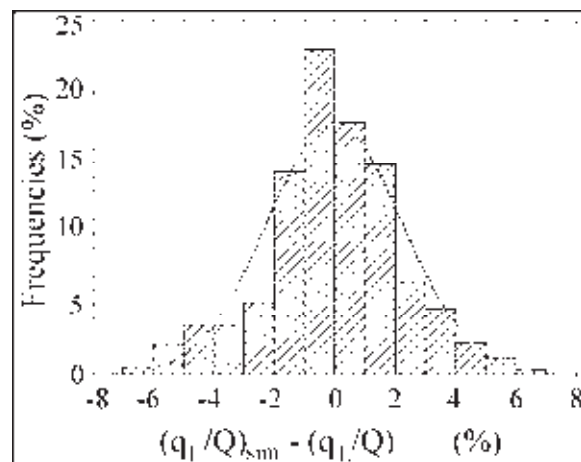


Figure 6 – Frequency analysis of the difference between simulated $(q_L/Q)_{sim}$ and predicted lake depletions (q_L/Q) .

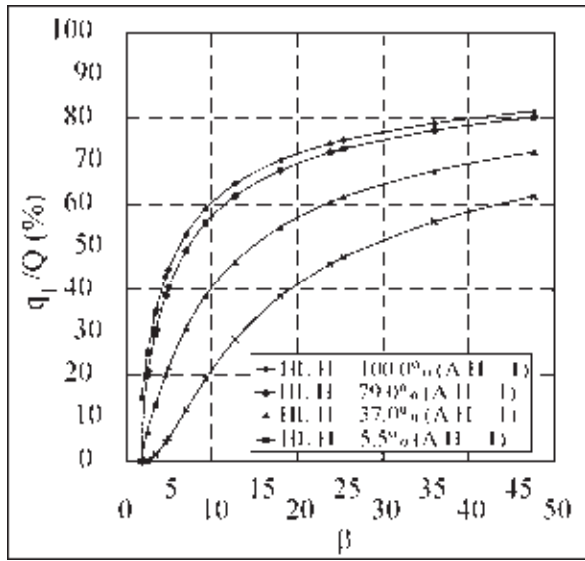


Figure 7 – Lake depletion values as function of parameter β for fully penetrating wells without casing and lakes with different H_l/H_o ratios. Curve showing case with $H_l/H_o=100\%$ obtained using Wilson equation (equation 1-1a).

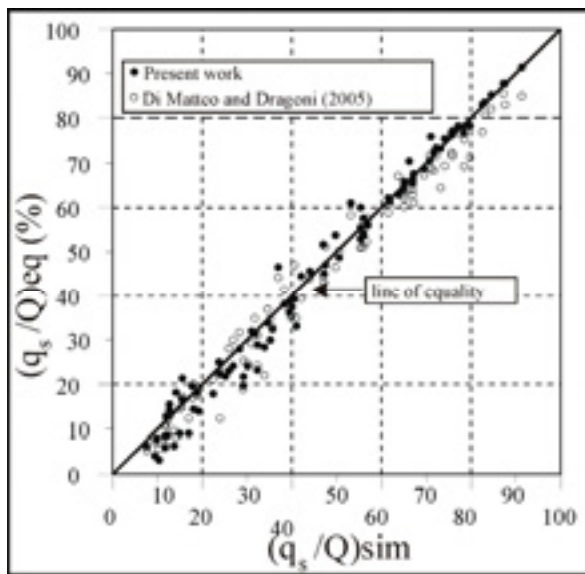


Figure 8 – Comparison of simulated stream depletion $(q_s/Q)_{sim}$ and predicted stream depletion obtained using both solutions proposed by DI MATTEO AND DRAGONI (2005) and that introduced in the present work (equation 3-3a).

Empirical equations 3-3a were also applied to a series of simulations of stream-aquifer interactions. In particular, solution 3-3a was applied to the set of data concerning the well-river systems (stream depletion) simulated by DI MATTEO AND DRAGONI (2005). Figure 8 compares simulated stream depletion $(q_s/Q)_{sim}$ and predicted stream depletion (q_s/Q) obtained using both solutions proposed by DI MATTEO AND DRAGONI (2005)

and that introduced in the present work (equation 3-3a).

Results show that it is also possible to apply equation 3-3a to systems characterized by water bodies less than 2000 m wide, such as rivers, with a relatively small error. Equation 3-3a, applied to well-river systems, gives a coefficient of variation of 9%, against the 5% obtained with the formula obtained for river-aquifer systems. However, equation 3-3a describes stream depletion values more accurately than the formula proposed by DI MATTEO AND DRAGONI (2005) only for values higher than 60%. Consequently, the equation of DI MATTEO AND DRAGONI (2005) should be preferred for estimation of stream depletions ranging between 5% and 60%.

Conclusions

The formula proposed here (equation 3-3a) for estimating in steady-state conditions the ratio q_l/Q may be useful during initial planning stages in designing and siting wells close to a large surface water body.

The equation (3-3a) requires the knowledge of q_a (m^2/day), which is the flow from the aquifer to the lake for unit length of lake shore. Unlike the river-aquifer interaction in this kind of system the knowledge of hydrogeological parameters and the slope of the potentiometric surface are required to estimate the inflow to the lake.

The equation should be applied in conditions not too different from the ones in which, by means of numerical experiments, was tested:

- the lake shore can be approximated to a long straight line;
- the aquifer is homogenous, isotropic and much larger than the distance between lake and well;
- surface water bodies with width exceeding 2000 m;
- Q/T ratios between 1 and 7.5 m and unit inflow between 0.2 and 80 m^2/day ;
- wells with filter lengths between 21 % and 100% of aquifer thickness.

The formula also includes the case of fully penetrating surface water bodies ($H_l/H_o = 100\%$), of which the analytical solution to the problem is known (WILSON, 1993). Indeed in the case of wells with A/H_o ratio equal to 100% and H_l/H_o higher than or equal to 80%, lake depletion values approach those of lakes with $H_l/H = 100\%$, so that the Wilson solution can be applied directly. For water bodies with H_l/H_o ratios lower than 80%, the Wilson solution over-estimates lake depletion (Figure 7).

The empirical formula presented here may also be used for the estimation of stream depletion in the case of partially penetrating streams and lakes with widths under 2000 m. However for more accurate estimations, in these cases, the equation of DI MATTEO AND DRAGONI (2005) is better, especially when stream depletions is lower than 60%.

References

- ANDERSON M.P., WOESSNER W.W. (1991) - *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. San Diego, California: Academic Press Inc.
- ANGELINI P., DRAGONI W. (1997) - *The problem of modelling limestone springs: the case of Bagnara (North Apennines, Italy)*. *Ground Water*, **35**(4), 612–618.
- BOCHEVER F.M. (1966) - *Evaluation of well-field yield in alluvial aquifers: the impact of a partially penetrating stream*. *Proceedings of VADGEO, Hydrogeology*, **13**, 84–115.
- BUTLER J. J., JR., ZHAN X., ZLOTNIK V. A. (2007) - *Pumping-induced drawdown and stream depletion in a leaky aquifer system*. *Ground Water*, **45**(1), 178–186.
- BUTLER J.J., ZLOTNIK V.A., TSOU M.S. (2001) - *Drawdown and stream depletion produced by pumping in the vicinity of a partially penetrating stream*. *Ground Water*, **39**(5), 651–659.
- CAMBI C., DRAGONI W. (2000) - *Groundwater yield, climatic changes and recharge variability: considerations out of the modelling of a spring in the Umbria-Marche Apennines*. *Hydrogéologie*, **4**, 11–25.
- CELICO P. (1986) - *Prospezioni Idrogeologiche vol. I*. Napoli, Italy, Liguori editore.
- CUSTODIO E., LLAMAS M.R. (1983) - *Hidrologia Subterránea, Tomo 1–2*. Barcelona, Ediciones Omega, S.A.
- DI MATTEO L., DRAGONI W. (2005) - *Empirical relationships for estimating stream depletion by a well pumping near a gaining stream*. *Ground Water*, **43**(2), 242–249.
- DRAGONI W. (1998) - *Some considerations regarding the radius of influence of a pumping well*. *Hydrogeologie*, **13**, 21–25.
- GLOVER R.E., BALMER G.G. (1954) - *River depletion resulting from pumping a well near a river*. *Transactions, American Geophysical Union*, **35**(3), 468–470.
- GRIGORYEV V.M. (1957) - *The effect of streambed siltation on wellfield in alluvial aquifers*. *Water Supply and Sanitation*, **6**, 110–118.
- JENKINS C.T. (1968) - *Techniques for computing rate and volume of stream depletion by wells*. *Ground Water*, **6**(2), 37–46.
- KRUSEMAN G.P., DE RIDDER N.A. (1980) - *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data*. Wageningen, The Netherlands: ILRI.
- LAROCQUE M., BANTON O., ACKERER P., RAZACK M. (1999) - *Determining karst transmissivities with inverse modelling and an equivalent porous media*. *Ground Water*, **37**(6), 897–903.
- MANGA M. (1999) - *On the timescales characterizing groundwater discharges at spring*. *Journal of Hydrology*, **219**(1–2), 56–69.
- MARAMATHAS A., MAROULIS Z., MARINOS KOURIS D. (2003) - *Brackish karstic springs model: Application to Almiros spring in Crete*. *Ground Water*, **41**(5), 608–619.
- MCDONALD M.G., HARBAUGH A.W. (1988) - *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model. USGS Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A1*. Washington: United States Government Printing Office.
- PARKIN G., BIRKINSHAW S.J., YOUNGER P.L., RAO Z., KIRK S. (2007) - *A numerical modelling and neural network approach to estimate the impact of groundwater abstractions on river flows*. *Journal of Hydrology*, **339**, 15–28.
- SCANLON B.R., MACE R.E., BARRETT M.E., SMITH B. (2003) - *Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent media models? Case study Barton Springs Edwards Aquifer, USA*. *Journal of Hydrology*, **276**(1–4), 137–158.
- TODD D.K. (1980) - *Groundwater Hydrology*. New York: John Wiley and Sons.
- WALTON W.C. (1970) - *Groundwater Resources Evaluation*. Kogakusha: McGraw-Hill.
- WILSON J.L. (1993) - *Induced infiltration in aquifers with ambient flow*. *Water Resources Research*, **29** (10), 3503–3512.

Pozzi per acqua in prossimità di corpi idrici superficiali estesi

Lucio Di Matteo, Walter Dragoni, Claudio Bonavenia

Termini chiave: Corpo idrico superficiale, Modelli numerici, Interazioni pozzi-fiumi, Interazioni pozzi-laghi

La localizzazione dei pozzi vicino a fiumi o laghi richiede, preliminarmente, la stima della quantità di acqua (q) proveniente dal corpo idrico superficiale per effetto del pompaggio totale (Q) (per il significato dei simboli si veda la Tabella 1). Lo studio di queste interazioni è di fondamentale importanza in quanto l'emungimento può indurre la diminuzione delle portate fluviali ed il richiamo di acque superficiali di qualità scadente che, nel caso di pozzi per uso idropotabile, può innescare ovvi problemi sanitari.

Generalmente il rapporto q/Q è chiamato “*stream depletion*” in quanto, nei primi lavori riguardanti quest'argomento, il corpo idrico superficiale era un fiume. Nel presente lavoro sono trattate principalmente le interazioni tra pozzi e laghi (*lake depletion*): di conseguenza la “*stream depletion*” verrà indicata con il rapporto (q_s/Q) mentre la “*lake depletion*” con il rapporto (q_l/Q). Il presente studio propone una nuova relazione empirica utile alla stima della *lake depletion*.

Negli ultimi sessanta anni molti autori hanno trattato l'argomento, ricavando varie relazioni per stimare la *stream depletion*. I primi studi riguardanti questo problema hanno analizzato sistemi idrogeologici “semplici” caratterizzati da fiume e pozzo “penetranti” nell'acquifero fino al letto impermeabile (GLOVER & BALMER, 1954; JENKINS, 1968). GRIGORIEV (1957), BOCHEVER (1966) e successivamente BUTLER *et alii* (2001) e BUTLER *et alii* (2007) hanno studiato l'effetto di pozzi, localizzati vicino a fiumi, poco profondi rispetto allo spessore saturo dell'acquifero. WILSON (1993) ha descritto analiticamente la *stream depletion* per un corpo idrico superficiale, “penetrante” nell'acquifero fino al letto impermeabile, alimentato da una portata unitaria (q_a).

DI MATTEO & DRAGONI (2005), attraverso un approccio modellistico (modello MODFLOW), hanno proposto una relazione empirica per la stima della *stream depletion* in condizioni d'equilibrio, in funzione di vari

parametri idrogeologici ed idraulici (portata unitaria della falda, portata emunta, lunghezza del tubo cieco del pozzo, perimetro bagnato del fiume, distanza pozzo-fiume, trasmissività dell'acquifero, anisotropia ed un nuovo parametro definito *overlap*). L'*overlap* permette di considerare, indirettamente, la componente verticale del flusso dal fiume verso il pozzo; tale componente è elevata quando il tubo cieco del pozzo è molto lungo rispetto alla profondità del fiume (Figura 4).

Recentemente PARKIN *et alii* (2007) hanno simulato la riduzione delle portate fluviali per effetto del pompaggio durante un periodo non influenzato dalla ricarica (Fiume Winterbourne in Galles, Gran Bretagna) mediante modellizzazione e l'ANN (artificial neural network).

In questo lavoro, focalizzato su sistemi pozzo-lago, sono state effettuate diverse simulazioni mediante il modello alle differenze finite MODFLOW. La figura 1 riporta il modello concettuale analizzato e le caratteristiche geometriche della griglia di discretizzazione. Sono stati studiati corpi idrici superficiali di forma rettangolare parzialmente penetranti l'acquifero. La griglia di discretizzazione è stata validata simulando le *stream depletions* nel caso di fiume totalmente penetrante l'acquifero ed alimentato da una portata unitaria, sistema di cui si conosce la soluzione analitica del problema (equazione di Wilson 1-1a).

Un'analisi dell'influenza della larghezza del corpo idrico superficiale (w) sul rapporto q_l/Q ha messo in evidenza come, per w superiori od uguali a 2000 m, il rapporto q_l/Q risulta indipendente dalla larghezza e quindi dal suo "perimetro bagnato filtrante": in un certo senso, dal punto di vista modellistico e del problema in esame, il fiume diventa "lago" quando la sua larghezza

supera i 2000 m (Figura 3). Cambiando i vari parametri idrogeologici ed idraulici (portata unitaria della falda, portata emunta, lunghezza del tubo cieco del pozzo, distanza pozzo-lago, trasmissività dell'acquifero) sono state effettuate alcune centinaia di simulazioni ricavando altrettanti valori di *lake depletion*.

Questi valori, uniti ad altri 50 ottenuti per laghi completamente penetranti l'acquifero (WILSON, 1993), sono stati introdotti in un software di *best fitting*. A seguito di diversi processi di *trial-and-error* è stata ottenuta l'equazione di *best fitting* 3-3a, valida sia per laghi parzialmente penetranti che totalmente penetranti l'acquifero.

La Figura 5 riporta il confronto tra *lake depletions* simulate e calcolate (coefficiente di variazione pari al 5.9% e coefficiente di Pearson pari a 0.995) mentre la Figura 6 l'analisi di frequenza delle differenze tra dati simulati e predetti (più del 70% dei dati ricade nel campo 0-2%). La Figura 7 mostra come la soluzione analitica per corpi idrici superficiali completamente penetranti l'acquifero, quest'ultimo captato da pozzi totalmente filtrati (WILSON, 1993), rimane applicabile fino a rapporti H_l/H_o attorno all'80%.

La relazione 3-3a è stata infine applicata ad una serie di simulazioni riguardanti le interazioni pozzi-fiumi : essa può essere applicata a sistemi pozzi-fiumi, anche se l'equazione proposta da DI MATTEO & DRAGONI (2005) è da ritenersi più accurata (Figura 8).

La formula qui proposta può essere di qualche utilità nella fase di progettazione dei pozzi per acqua in prossimità di corpi idrici superficiali sia nel dimensionamento dei tubi ciechi che nella scelta delle distanze pozzo-lago.

Prove geotecniche in situ su rifiuti speciali non pericolosi smaltiti in discarica: risultati, potenzialità e limiti

Andrea Cevasco¹, Pietro Maifredi², Paolo Poli³, Guido Carieri⁴

¹ Dip. Te. Ris. – Dipartimento per lo studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova, e-mail: cevasco@dipteris.unige.it

² D.I.C.A.T. – Dipartimento di Ingegneria delle Costruzioni, dell'Ambiente e del Territorio, Università di Genova

³ Bossarino Srl – Via N. Tommaseo 44 – 17047 Vado Ligure (SV) e-mail: paolo.poli@geotea.it

⁴ Geologo – Libero Professionista – Via alla Rocca di Legino, 5/b – 17100 Savona.

In situ geotechnical testing on not hazardous special waste: results, potentiality and limits

ABSTRACT: The planning and the management of a landfill require, mostly, to resolve a variety of geotechnical problems involved in the waste pile's stability and settlement. The resolution of these problems, firstly, depends, on the knowledge of the parameters that define the waste's geotechnical behaviour. Though different researches put in evidence the existence of theoretical and practical limits in the application of the soil mechanics' principles and methods to the study of the waste's geotechnical properties, it remains, in this topic, the most important reference science for engineers and geologist yet. This paper presents the results obtained from a geotechnical investigation carried out on Bossarino's not hazardous special waste landfill (Savona Province, Middle-Western Liguria). Among the different *in situ* tests carried out, penetration tests allow us to estimate the resistance behaviour both on recent and old waste. In some cases it has been possible to compare the results of penetration tests with bore-holes stratigraphies. Besides, a monitoring of the waste settlements has been carried out. The obtained results allow to integrate the available data on this type of not hazardous special waste that, so far, are not completely clear.

Key terms: Special waste, Landfill, Geotechnical properties, Dynamic probing

Termini chiave: Rifiuti speciali, Discariche, Proprietà geotecniche, Penetrometrie dinamiche

Riassunto

La progettazione e la gestione di una discarica portano, nella maggior parte dei casi, a dover fronteggiare e risolvere problemi inerenti la stabilità del cumulo di rifiuti ed il verificarsi di cedimenti, che, in funzione della tipologia di rifiuto, possono protrarsi per tempi assai lunghi. La soluzione di tali problemi dipende, in primo luogo, dalla conoscenza dei parametri che definiscono il comportamento geotecnico dei rifiuti che vengono depositi in discarica. Nonostante diversi studi abbiano evidenziato l'esistenza di limiti, sia teorici sia pratici, nell'applicazione diretta ai rifiuti dei principi e delle metodologie della geotecnica, quest'ultima rimane, tuttavia, il principale elemento di riferimento per gli addetti ai lavori.

In questo lavoro vengono esposti i risultati derivanti da una serie di indagini *in situ* realizzate all'interno della discarica di rifiuti speciali non pericolosi di Bossarino (provincia di Savona) ai fini di una loro caratterizzazione sotto il profilo geotecnico.

Fra le diverse indagini effettuate, le prove penetrometriche dinamiche di tipo superpesante hanno permesso di indagare le proprietà di rifiuti a diverso grado di maturità. In alcuni casi è stato possibile

comparare i risultati delle penetrometrie con le stratigrafie ottenute da una serie di sondaggi a carotaggio continuo. Sono stati inoltre monitorati per tempi significativamente lunghi sia i cedimenti verticali che i movimenti trasversali del corpo rifiuti.

I risultati ottenuti costituiscono un'integrazione delle conoscenze disponibili sulla tipologia della miscela di "rifiuti speciali" del caso studiato che, ancora oggi, non risultano esaustivamente esaminate.

Introduzione

La conoscenza delle proprietà geotecniche dei rifiuti costituisce, allo stato attuale, un aspetto di fondamentale importanza sia nella fase progettuale sia nella fase gestionale di una discarica, in particolare per quanto riguarda da un lato la stabilità del cumulo di rifiuti, direttamente connessa alla resistenza complessiva al taglio, e dall'altro i cedimenti cui essi possono dare origine, legati invece alla deformabilità. La determinazione di tali proprietà non è, tuttavia, semplice nel caso del materiale "rifiuto" a causa di numerosi fattori, fra i quali le loro eterogeneità e variabilità composizionale, l'assenza di procedure di misura standardizzate, la variabilità delle proprietà nel tempo,

l'impossibilità di ricostruire, in laboratorio, le condizioni reali osservabili *in situ*.

Anche l'applicazione ai rifiuti dei principi e dei metodi della geotecnica comporta diversi problemi (Grisolia *et alii*, 1995) soprattutto in fase di interpretazione dei dati poiché, in questo caso, l'attendibilità delle correlazioni maggiormente utilizzate non è ancora stata verificata.

Le prove penetrometriche rappresentano, tuttavia, un metodo utilizzato assai di frequente nella caratterizzazione dei rifiuti ed in particolare dei RSU, soprattutto al fine di stimarne in situ lo stato di addensamento.

Nel caso in esame, che si riferisce a rifiuti speciali non pericolosi, sono state applicate differenti metodologie di indagine *in situ* con il duplice obiettivo sia di ottenere indicazioni sulle proprietà geotecniche dei rifiuti sia di valutarne le relative potenzialità e limiti in tale campo di applicazione. Sono stati utilizzati, fra gli altri, alcuni metodi semplificati che hanno fornito, tuttavia, risultati interessanti che riteniamo possano costituire, in contesti simili, un'alternativa alle consuete analisi di laboratorio. Ampio spazio verrà riservato al commento delle indagini penetrometriche, il cui utilizzo presenta, indubbiamente, diversi vantaggi legati principalmente al fatto che si tratta di un metodo semplice, rapido ed economico che consente di stimare, seppure in linea di massima, la variazione delle caratteristiche di resistenza dei rifiuti in funzione della profondità. Un altro vantaggio è che esse consentono, se ripetute periodicamente, di ottenere informazioni, ed in particolare di formulare previsioni, sulla variazione della resistenza nel tempo (Fucale & Jucà, 2003). D'altra parte va tenuto conto che il problema è noto in quanto, sull'utilizzo di queste prove ai fini della caratterizzazione geotecnica dei rifiuti esistono, in letteratura, visioni differenti (Manassero *et alii*, 1996; Siegel *et alii*, 1990; Sanchez-Alciturri *et alii*, 1993; Jucà *et alii*, 1999; Fucale & Jucà, 2003).

La discarica di Bossarino

Il contesto naturale

La discarica di Bossarino è ubicata nel comune di Vado Ligure (provincia di Savona) all'interno della valle del Rio Scuro a quote comprese fra 75 e 180 m. La valle, con allungamento in direzione NW-SE ed esposizione verso SE, è delimitata, verso monte, da una linea spartiacque che si mantiene a quote poco superiori a 250 m e, più in basso, si raccorda alla piana di Vado Ligure. Le acque del Rio Scuro sono state deviate per un breve tratto a monte dell'impianto verso il Rio Termini, affluente sinistro del Torrente Segno.

Il substrato lapideo, nell'area della discarica, è interamente costituito da scisti quarzo-sericitici appartenenti alla Formazione degli Scisti di Gorra, datati

al Permo-Carbonifero (Società Geologica Italiana, 1994). L'alterazione del substrato, assai variabile nello spazio, dà origine alla formazione di coltri eluvio-colluviali il cui spessore può raggiungere, localmente, 7-12 m. A valle dell'area dell'impianto, ma al di fuori di esso, agli Scisti di Gorra si sovrappongono depositi trasgressivi del Pliocene inferiore (Argille di Ortovero), costituiti da argille sabbiose intercalate con lenti conglomeratiche.

Nell'area di pertinenza della discarica il substrato roccioso presenta una permeabilità per fratturazione assai modesta in quanto l'alterazione dei litotipi favorisce il progressivo intasamento delle fessure. Le coperture eluviali e colluviali, costituite da limi sabbioso-argillosi, vengono asportate con mezzi meccanici durante la fase di preparazione del fondo e, al fine di garantire la massima sicurezza, quest'ultimo viene ulteriormente impermeabilizzato con una barriera artificiale, ottenuta con argilla e geosintetici.

I rifiuti e le modalità di abbancamento

Il caso studiato è quello della discarica di Bossarino, attiva da oltre 25 anni, nella quale confluiscono rifiuti classificati, in base alla normativa vigente, "speciali non pericolosi".

I rifiuti, mediamente, risultano costituiti da fanghi di depurazione (20 - 30% circa), da rifiuti assimilabili agli urbani, costituiti da sfridi di lavorazione assai diversificati con la caratteristica comune, tuttavia, di avere molti elementi nastriformi (40 - 50%) e da altri rifiuti solidi quali, ad esempio, terre da bonifiche ambientali, terre di fonderia e scarti di produzione, non pericolosi (fino al 30%).

La discarica, che si configura in rilevato in parte realizzata in una vallecchia ed in parte a ridosso del pendio (discarica di versante), viene condotta secondo un sistema a strati sottili sovrapposti giornalmente sino a raggiungere un lotto complessivo di 10 metri di spessore separato idraulicamente dai successivi per formare un profilo a gradoni. La discarica è dotata, come previsto dalla normativa vigente (D. Lgs. 36/2003) di idonei sistemi per la protezione delle matrici ambientali costituiti da:

- opere per la regimazione e convogliamento delle acque meteoriche di ruscellamento;
- opere di impermeabilizzazione del fondo e delle sponde della discarica;
- impianto di raccolta e gestione del percolato;
- impianto di captazione e gestione del gas di discarica;
- sistema di copertura finale della discarica.

La preparazione della superficie d'imposta della discarica prevede, dapprima, la regolarizzazione del versante attraverso la realizzazione di gradoni previa asportazione del terreno superficiale e della coltre alterata per facilitare la posa del sistema di impermeabilizzazione del fondo naturale. I rifiuti vengono stesi su strati sottili con mezzi d'opera cingolati, compattati e coperti

giornalmente con terra di riporto sino al raggiungimento di 5 metri di altezza, con la formazione di un piano di calpestio intermedio della bancata finale di 10 metri, per migliorare la compattazione. Ogni 10 m di abbancamento viene realizzato un interstrato di impermeabilizzazione, costituito da uno strato di argilla compattata dello spessore, finito, di almeno 20 cm, la cui tenuta è controllata periodicamente da parte degli enti preposti, sul quale viene posizionata la rete di drenaggio del percolato, costituita da tubi macrofessurati in HDPE ad alto spessore protetti da pietrisco. Viene quindi realizzato, prima dell'abbancamento, il fronte di contenimento esterno del gradone, costituito da un argine-barriera a sezione trapezoidale, con terra compattata in modo da assicurare valori di pendenza della scarpata esterna non superiori a 30°; la parte interna del fronte, a contatto con il rifiuto, viene rivestita a sua volta con argilla compattata. L'abbancamento del rifiuto avviene a monte della sopraccitata barriera esterna di contenimento, procedendo dal basso verso l'alto. I piani che si vengono a creare hanno debole pendenza verso mare in modo da facilitare il deflusso delle acque meteoriche ed evitare fenomeni di ristagno; le acque vengono drenate verso valle. Sulle superfici del rilevato,

non appena formate nel loro assetto definitivo, vengono effettuate le attività di recupero ambientale e paesaggistico con lavori di impianto di varie essenze erbacee, cespugliose ed arboree individuate secondo le biocenosi climatiche, potenziali e reali del sito.

Le indagini di riferimento

Da alcuni anni, presso la discarica di Bossarino, sono state avviate indagini finalizzate alla caratterizzazione geotecnica dei rifiuti. Se, infatti, la letteratura propone una casistica piuttosto ampia in merito alle proprietà geotecniche dei RSU, diverso è il caso dei rifiuti speciali industriali.

Le indagini cui ci si riferisce sono state realizzate a partire dal 2000 ed hanno compreso l'esecuzione di prove per la determinazione del peso di volume in banco e dei parametri di taglio dei rifiuti, penetrometrie dinamiche "leggere" e prospezioni sismiche nonché il monitoraggio degli assestamenti verticali mediante misure topografiche. Successivamente, fra il 2005 e il 2007 sono stati eseguiti 2 sondaggi a carotaggio continuo e 10 prove penetrometriche dinamiche di tipo superpesante (Figura 1).

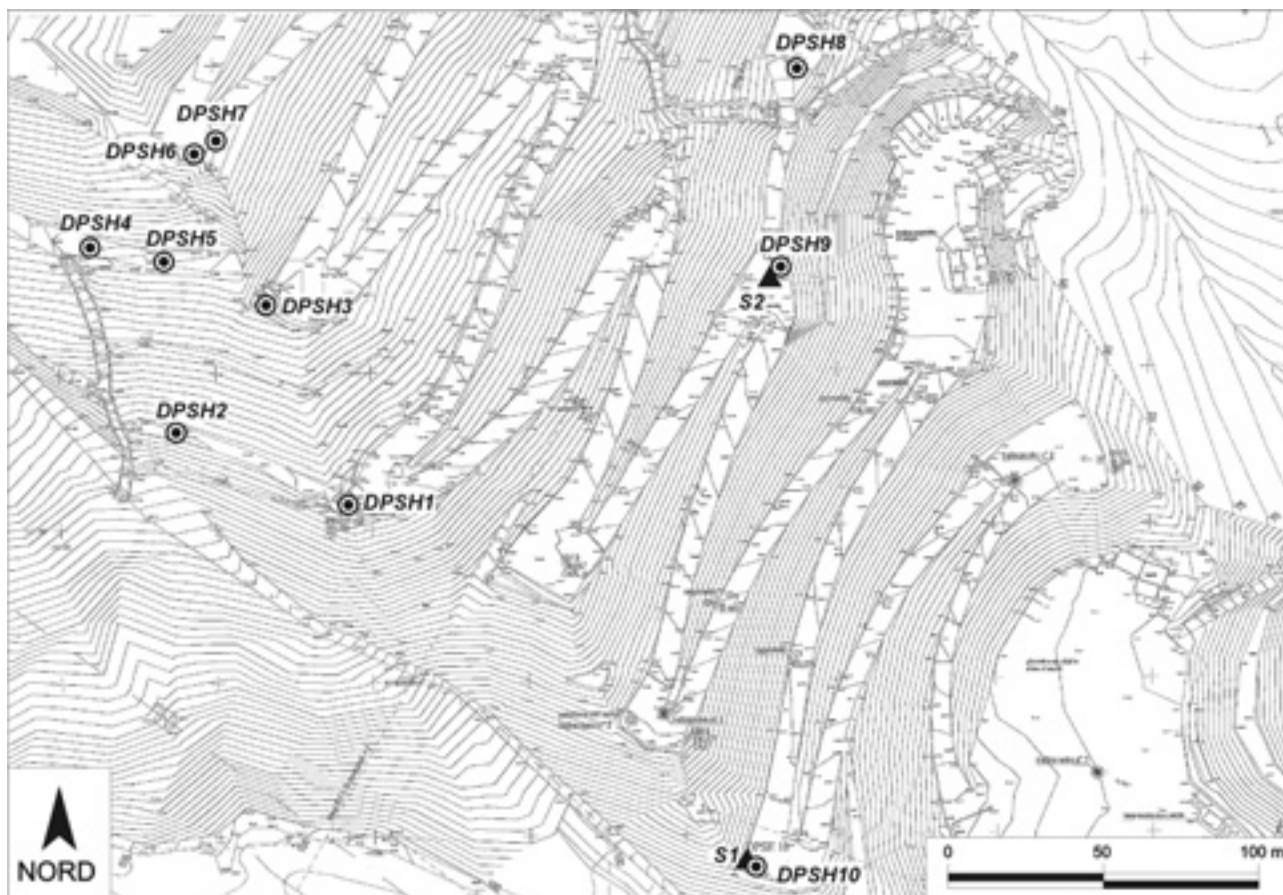


Figura 1 - Ubicazione delle prove penetrometriche e dei sondaggi geognostici.

Figure 1 - Location of the tests (dynamic penetration tests and bore-holes).

Prove per la determinazione del peso di volume

Al fine di stimare la densità apparente dei rifiuti in banco sono state realizzate, per mezzo di escavatore, 4 trincee di grande volume previa asportazione dello strato superficiale della terra di copertura e pesando successivamente su pesa-bilico il rifiuto prelevato dal banco. Il corrispondente volume scavato nel rifiuto in banco è stato stimato con misure dirette. Le prove hanno riguardato rifiuti abbancati da pochi mesi.

I risultati ottenuti, riportati in Tabella 1, hanno consentito di ottenere una stima del peso di volume medio del rifiuto in banco. Esso è risultato pari a $0,8 \text{ t/m}^3$, valore in buon accordo con la composizione dei rifiuti sottoposti a test e costituiti per circa il 50% da rifiuti speciali assimilabili agli urbani a diverso grado di compattazione.

Tabella 1 - Principali dati relativi alla determinazione del peso di volume.

Table 1 - General data concerning the determination of the total unit weight.

Trincea n.	Dimensioni [m]	Volume [m ³]	Peso [t]	γ [t/m ³]
1	3,2 x 2,3 x 1,2	8,8	10,3	1,17
2	3,6 x 2,6 x 1,5	14	11,2	0,8
3	3,7 x 2,3 x 1,4	11,9	6,6	0,55
4	3,3 x 2,2 x 1,3	9,4	5,5	0,58

Prospezione sismica a rifrazione

L'indagine è stata condotta utilizzando un sismografo "Abem Terralocmark 6" a 24 canali. Sono stati stesi 24 geofoni lungo il piazzale che costituisce la zona attiva della discarica (porzione superiore) per una lunghezza totale del profilo, compresi i punti di sorgente, pari a 116 m. Le scelte della geometria della stesa e dei parametri di acquisizione, pur condizionate dalla logistica, sono state effettuate con l'obiettivo di raggiungere la massima profondità mantenendo un buon dettaglio nello studio degli strati superficiali.

Lungo lo stendimento indagato è stato individuato un unico strato, con velocità media di propagazione pari a 336 m/s, associabile a materiale omogeneo, sciolto, areato e rimaneggiato in assenza di falda. Ipotizzando per il substrato roccioso velocità pari a circa 3000 m/s, lo spessore del primo strato individuato è risultato pari a circa 50 m, valore peraltro in accordo con i dati storici della discarica.

Indagini per la stima dei parametri di taglio

Al fine di ottenere indicazioni sulla resistenza al taglio del rifiuto sono state eseguite 6 prove scissometriche *in situ* ed è stata effettuata una verifica di stabilità in *back-analysis* su fronti di scavo artificiali. Si tratta di tentativi indubbiamente semplificati che tuttavia producono informazioni di massima che possono essere ritenute maggiormente attendibili rispetto a quelli di prove su scala di laboratorio sia per l'eterogeneità dei rifiuti sia

della difficoltà, insita in queste ultime, di ricostruire le reali condizioni.

Le prove scissometriche sono state realizzate su rifiuti abbancati da circa 6 mesi mediante uno scissometro di grandi dimensioni dotato di palette lanceolate (altezza palette H: 0,155 m; diametro palette D: 0,14 m; diametro asta d: 0,025 m) appositamente realizzato.

In ogni prova si è operata l'infissione completa delle palette dello scissometro nel rifiuto con l'ausilio di mezzo d'opera (escavatore) e la torsione dello scissometro con chiave dinamometrica. In particolare la torsione dello scissometro è stata eseguita con una chiave dinamometrica che, partendo da un valore minimo di 0,48 kNm, consentiva l'applicazione del momento torcente per gradini progressivi di 10 kNm fino ad un valore massimo di 0,95 kNm. Pertanto per ogni prova sono stati applicati momenti torcenti progressivi secondo la scala della chiave dinamometrica da 0,48 kNm fino ad avvenuta "rottura" del rifiuto o al raggiungimento del valore del massimo momento torcente applicabile, pari a 0,95 kNm.

Il valore della resistenza al taglio S_u è stato determinato sulla base della relazione riportata nella norma specifica ASTM D 2573:

$$S_u = T/\pi D^3 + 0,37 (2 D^3 - d^3)$$

dove T = momento torcente applicato a rottura.

I risultati ottenuti sono riportati in Tabella 2.

La verifica di stabilità in *back analysis* ha comportato la generazione di una frana "artificiale", attraverso una spinta con escavatore, ai margini di una trincea appositamente realizzata (larghezza = 8 m, profondità = 5 m, inclinazione delle pareti = 70°). La composizione merceologica del rifiuto comprende molti materiali che "legano" il rifiuto stesso, aumentandone di molto la resistenza al taglio, quali strisce di materiale plastico, lana di vetro e simili. Anche con un taglio a 70° ed un'altezza di sbancamento libero pari a cinque metri (non superabile poiché corrisponde allo spessore di un ciclo di abbancamento) il rifiuto non frana spontaneamente ma necessita di un sovraccarico. È stato, pertanto, utilizzato un escavatore del peso di 250 kN, con i cingoli disposti parallelamente allo scavo ed il braccio disposto a 90° rispetto ad essi. Il rifiuto è stato caricato esattamente al margine del ciglio di scavo verticalmente con il dorso della benna, sollevando il cingolo più vicino allo scavo e quindi scaricando al massimo la spinta sulla benna.

Per conoscere esattamente il sovraccarico impresso, difficile da calcolare teoricamente (perché sarebbe stato necessario conoscere la massa e la posizione di tutte le componenti del mezzo), si è ripetuta fedelmente la manovra sull'impianto di pesatura della discarica, misurando un carico di 105 kN.

Il calcolo, effettuato in condizioni drenate utilizzando il valore del peso di volume medio del rifiuto precedentemente ottenuto, ha fornito condizioni di "equilibrio limite" per $c' = 0,25 \text{ t/m}^2$ e $\phi' = 28^\circ - 30^\circ$ o, in assenza di coesione, per $\phi' = 36^\circ$.

Tabella 2 - Principali dati relativi alle prove scissometriche.
Table 2 - Vane Test's general data.

N° prova	Momento torcente T max. [kN·m]	Resistenza al taglio Su [kN/m ²]
1	0,75	70
2	> 0,95	> 90
3	< 0,48	< 45
4	0,95	89
5	0,70	66
6	> 0,95	> 90

Indagini per la stima dei cedimenti

Le indagini sono state eseguite sul rifiuto "fresco". Nel caso in oggetto si è rinunciato alla realizzazione di prove di carico su piastra a causa, da un lato, della disomogeneità dei rifiuti e, dall'altro, considerando che la notevole entità del cedimento dei livelli superficiali nel corso della prova avrebbe reso assai difficoltoso l'uso dello strumento e l'interpretazione dei dati.

Le indagini sul rifiuto "fresco" sono state, quindi, realizzate mediante misure topografiche e si riferiscono ad un intero piazzale situato nella porzione superiore della discarica. Le misure comprendono un arco temporale di 200 giorni. I risultati, riportati in Figura 2, forniscono informazioni, seppure di larga massima, sull'evoluzione del cedimento nel tempo nonché sulla loro entità complessiva.

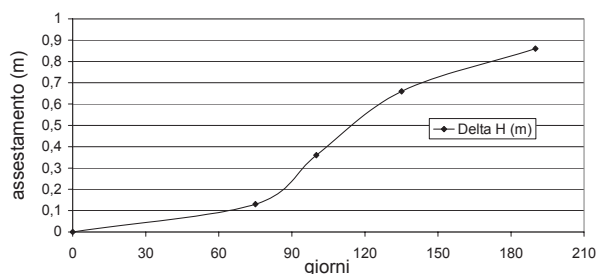


Figura 2 - Cedimenti per assestamento naturale del rifiuto abbancato e compattato.

Figure 2 - Natural waste's settlement after compaction.

Si può osservare che il cedimento può essere ritenuto di ridotta entità durante i primi 2,5 – 3 mesi (10 – 15 cm in 70-90 giorni), aumenta notevolmente durante i successivi 1,5 – 2 mesi (50 cm ca. in 50 giorni) tendendo poi a diminuire in maniera progressiva sempre più evidente (15 cm in 1,5 mesi). I cedimenti dopo 200 giorni dall'abbancamento, risultano pari a circa 90 cm.

La curva dei cedimenti osservata permette di individuare tre fasi distinte che possono essere così interpretate: nella prima fase la deformazione è principalmente dovuta alla riduzione delle macroporosità per compattazione dei materiali deformabili; nella seconda fase la deformazione è più intensa e può essere ragionevolmente motivata dalla prosecuzione dell'attività meccanica di compattazione determinata dalla

coltivazione della discarica e dall'attivazione di fenomeni chimico-fisici di decomposizione del rifiuto con produzione di percolato favorendo ulteriormente la riduzione delle macroporosità del rifiuto abbancato; la terza fase osservata rappresenta la parte più consistente dalle deformazioni residue che proseguono negli anni successivi nel corpo di discarica per effetto della decomposizione biochimica del rifiuto.

Sondaggi e penetrometrie dinamiche

Al fine di verificare le potenzialità ed i limiti dell'indagine penetrometrica nel caso dei rifiuti in oggetto sono state effettuate prove penetrometriche dinamiche sia con penetrometro "leggero" DL30 sia con penetrometro "superpesante". Le prime, eseguite sul rifiuto immediatamente dopo la sua compattazione (in banco da dieci metri) hanno fornito risultati ritenuti non attendibili in quanto le "fibre" sintetiche presenti all'interno dei rifiuti, dotate di elevata resistenza, determinano il "rifiuto" dello strumento già nei livelli più superficiali. Per quanto riguarda le prove penetrometriche "superpesanti" viene riportata, di seguito, una breve descrizione delle modalità di prova, la metodologia di elaborazione dei dati ed alcune considerazioni sui risultati ottenuti. La disponibilità di stratigrafie derivanti da sondaggi geognostici ha permesso, inoltre, di effettuare un confronto con i dati ottenuti dalle prove penetrometriche.

Ubicazione e modalità di prova

Le indagini di riferimento, effettuate fra il 2005 e il 2007, sono rappresentate da 2 sondaggi a carotaggio continuo e da 10 prove penetrometriche dinamiche di tipo superpesante. L'ubicazione dei sondaggi e delle prove penetrometriche è riportata in Figura 1.

I sondaggi S1 e S2 hanno raggiunto, rispettivamente le profondità di 18,3 m e 27,3 m.

In Tabella 3 sono riportati i dati relativi a quelle prove penetrometriche che è stato possibile approfondire oltre 5 m al di sotto del piano campagna.

L'indagine penetrometrica è stata svolta utilizzando un penetrometro dinamico configurato "standard – superpesante" (DPSH) ISSMFE (1988) (peso massa battente = 63,50 kg; altezza di caduta libera = 0,75 m; rendimento medio del dispositivo di percussione = 73%). Tutte le prove sono state eseguite utilizzando un tubo di rivestimento della batteria di aste di perforazione (*casing* con diametro esterno = 56 mm.), inserito contestualmente all'esecuzione della prova sino alla profondità di arresto della penetrazione. Questa procedura permette di annullare, almeno sino alla profondità raggiunta dal rivestimento, la resistenza alla penetrazione legata all'attrito laterale sulla batteria di aste, esercitato dal rifiuto durante l'infissione. In nessun caso è stato possibile spingere il rivestimento oltre la profondità di 11 m (vedi Figura 3).

Tabella 3 - Principali dati relativi alle prove penetrometriche dinamiche.

Table 3 - *Dynamic penetration tests general data.*

n° prova	profondità [m]	quota p.c. [m]	quota fondo [m]	età rifiuti [anni]
1	10,4	145	135	6,5 - 9
2	12,0	147	135	6,5 - 9
3	15,0	160	145	2,5 - 6
7	20,0	175	155	0,75 - 5
9	20,0	125	105	11 - 14,5
10	20,0	100	80	15 - 20

Metodologia di elaborazione dei dati

Per ogni prova è stato calcolato, per mezzo della nota formula empirica detta “degli olandesi”, il valore della resistenza dinamica alla punta “Rpd”, parametro frequentemente utilizzato per correlare i risultati ottenuti mediante strumenti differenti o nelle correlazioni con la resistenza alla punta del penetrometro statico:

$$Rpd = (M^2 * H) / [AP * e * (M + P)]$$

dove:

M [kg] = massa battente;

H [cm] = altezza di caduta;

AP [cm²] = area della punta conica;

e [cm] = infissione per colpo = δ [cm]/N;

P [kg] = peso totale dispositivo battuta ed aste

Dai valori di N₂₀ (numero di colpi necessari ad un’infissione della batteria di penetrazione pari a 20 cm) misurati in situ durante l’esecuzione delle prove penetrometriche dinamiche sono stati ricavati i corrispondenti valori di N_{DPSH} normalizzati al 60% (N₆₀), attraverso la relazione:

$$N_{60} = (EriM/60)*N$$

dove:

N₆₀ = N₂₀ di colpi corretto per riferirlo al rendimento del 60%

EriM = rendimento medio misurato ed espresso in %

N = N₂₀ misurato

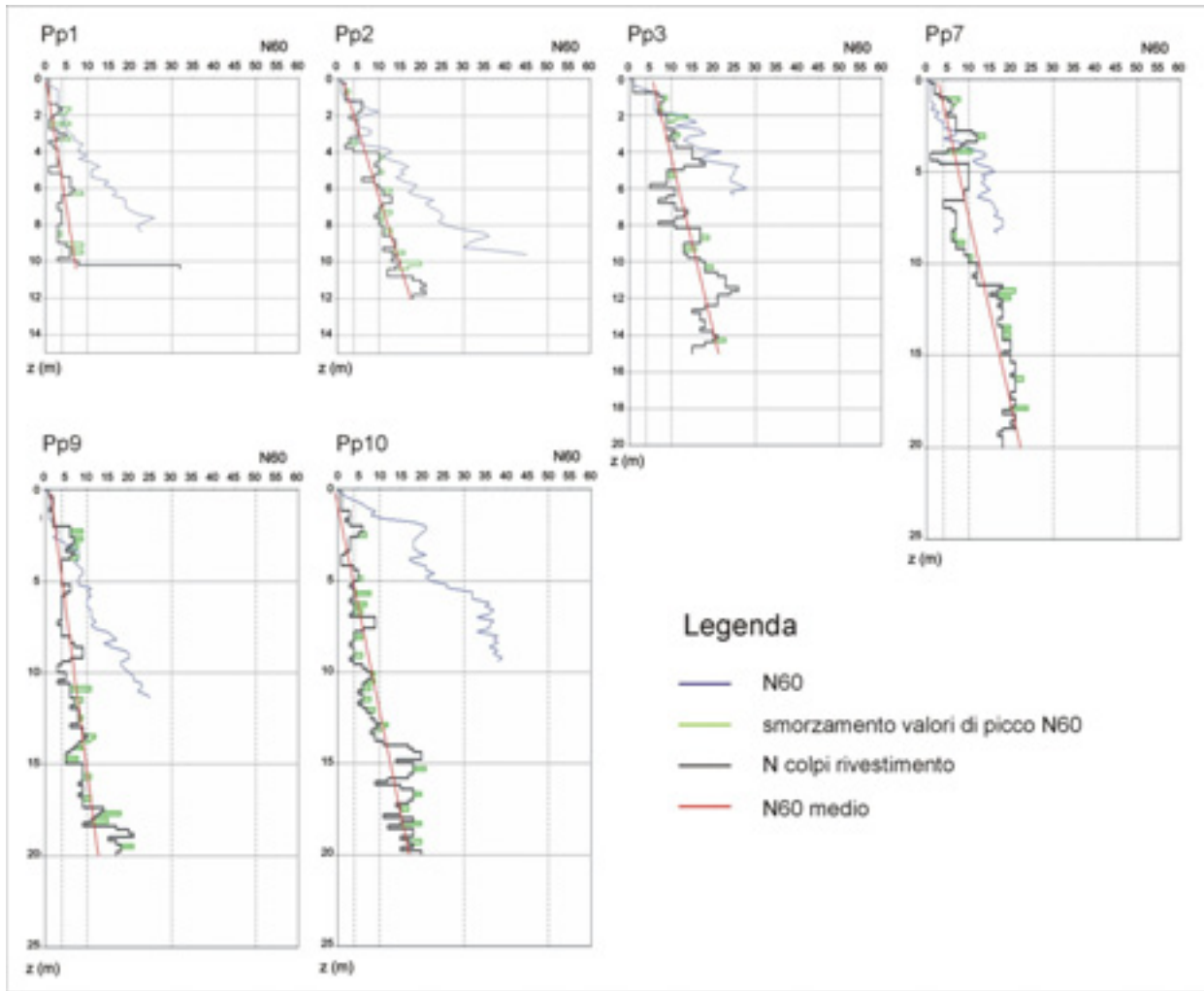


Figura 3 - Resistenza alla penetrazione all’interno del corpo rifiuti (prove DPSH 1, 2, 3, 7, 9, 10).

Figure 3 - Waste resistance to dynamic penetration tests (DPSH n. 1, 2, 3, 7, 9, 10).

La normalizzazione dei valori tiene conto sia della pressione verticale presente alla quota di infissione della punta, che del rendimento medio del sistema di infissione a percussione. Per le prove ritenute maggiormente significative e cioè quelle approfondite oltre 5 mt dal p.c. vengono riportati i grafici che mostrano la variazione di N_{60} in funzione della profondità ed il numero di colpi necessari per l'infissione del rivestimento (Figura 3).

Dai valori di N_{60} è possibile risalire, attraverso diverse relazioni empiriche (Gibbs & Holtz, 1957; Meyerhof, 1957; Schultze & Mezenbach, 1961; Bazaraa, 1967; Marcuson e Bieganousky, 1977; Fardis & Venezianono, 1981; Kulhawy & Mayne, 1990), ai valori della densità relativa "D_R %" (o indice di addensamento) dei materiali attraversati dalla verticale di prova. Nel caso in esame è stata adottata la relazione di Kulhawy & Mayne (1990) in quanto più accreditata. Il totale dei valori di N_{20} ed N_{60} è stato analizzato statisticamente per orizzonti di spessore pari a 5 m pervenendo, per ognuno di essi, alla determinazione dei valori medi di N_{20} , N_{60} con le relative deviazioni standard (Tabella 4).

Tabella 4 - Valori medi della resistenza dinamica alla penetrazione per orizzonti di 5 metri di spessore (prove DPSH 1,2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10).

Table 4 - Mean values of the dynamic resistance to penetration tests with reference to 5 m thick layers (DPSH n. 1,2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10).

profondità [m]	N_{20} (media)	N_{60} (media)
0,0 - 5,0	4,2 ± 1,8	4,6 ± 2,1
5,0 - 10,0	5,4 ± 2,3	7,7 ± 2,9
10,0 - 15,0	8,9 ± 3,8	13,1 ± 5,9
15,0 - 20,0	10,9 ± 2,4	16,1 ± 3,8

L'utilizzo di tabelle di correlazione fra i valori di N_{60} e la densità relativa disponibili in letteratura (Terzaghi & Peck, 1948; Skempton, 1986) ha quindi permesso di ottenere indicazioni sulla variazione dello stato di addensamento medio del rifiuto in funzione della profondità.

Per ottenere una prima caratterizzazione dei rifiuti sotto il profilo geotecnico sono stati calcolati i valori medi di Rpd, DR e le relative deviazioni standard sulle diverse verticali di prova, ognuna delle quali è stata suddivisa in due orizzonti (Tabella 5).

E' stato, infine, possibile effettuare un confronto fra i risultati ottenuti dalle penetrometrie dinamiche n. 9 e 10 e le stratigrafie dei sondaggi S2 ed S1, ubicati nelle loro immediate vicinanze (Figura 1). Ciò permette di individuare, almeno in senso relativo, il comportamento presentato dalle differenti tipologie merceologiche di rifiuti.

Considerazioni sui risultati ottenuti

Dai grafici riportati nella Figura 3 si osserva, nelle diverse prove, una notevole variabilità del valore N_{60} . A prescindere dallo stato di addensamento, questa

variabilità è imputabile alla natura assai eterogenea dei rifiuti. Infatti, come visto in precedenza, essi comprendono una percentuale piuttosto elevata di RSAU, caratterizzati dalla presenza di molti elementi nastriformi, e materiali più simili ai terreni veri e propri, quali fanghi da depurazione e terre di varia provenienza.

Tabella 5 – Valori medi della resistenza dinamica alla punta (Rpd) e della densità relativa (D_R) lungo le diverse verticali di prova.

Table 5 – Tip dynamic resistance (Rpd) and relative density (D_R) mean values with reference to every single test.

n° prova	profondità [m]	Rpd (media) [MPa]	D _R (media) [%]
1	0,0 - 2,0	2 ± 1	17,9 ± 4,7
1	2,0 - 10,4	4 ± 3	21,1 ± 6,8
2	0,0 - 5,0	6 ± 3	24,4 ± 6,3
2	5,0 - 12,0	12 ± 3	34,1 ± 3,1
3	0,0 - 2,2	6 ± 4	26,1 ± 9,7
3	2,2 - 15,0	11 ± 3	36,8 ± 4,7
7	0,0 - 3,4	7 ± 4	30,4 ± 9,0
7	3,4 - 20,0	8 ± 2	32,1 ± 5,7
9	0,0 - 3,2	4 ± 3	22,8 ± 7,7
9	3,2 - 20,0	5 ± 2	24,3 ± 4,5
10	0,0 - 0,8	1 ± 0	14,0 ± 0,0
10	0,8 - 20,0	5 ± 2	25,3 ± 6,6

Poiché, nel caso dei terreni, diversi fattori sono in grado di influenzare le prove penetrometriche (struttura, granulometria, tipologia, rugosità, grado di cementazione, deformabilità) gli effetti di ciascuno possono sovrapporsi ed essere causa di errori di interpretazione dei grafici. Tuttavia sembra possibile affermare che in questo caso, essendo i rifiuti riconducibili in prevalenza a terreni, le penetrometrie dinamiche siano in grado di fornire un valido aiuto nell'individuazione di livelli contraddistinti da un comportamento geotecnico differente. In particolare, in prima analisi, la lettura dei risultati delle prove penetrometriche consente di ottenere indicazioni sulla presenza di livelli fini a comportamento prevalentemente coesivo (fanghi, terre argillose) e di livelli grossolani a comportamento prevalentemente non-coesivo (sabbie di fonderia, detriti di roccia, macerie da demolizione, ghiaie, nylon, plastica, fibre di vetro). D'altra parte è necessario tenere presente che oltre la profondità alla quale scende il rivestimento il valore di N_{60} risulta, in parte, influenzato dall'attrito laterale sulla batteria di aste, esercitato dal rifiuto durante l'infissione e pertanto l'interpretazione dei grafici nei tratti "non rivestiti" risulta assai difficoltosa.

Per quanto riguarda lo stato di addensamento medio, calcolato per orizzonti di spessore pari a 5 m, i rifiuti in oggetto risultano "sciolti" fino alla profondità di 10 m

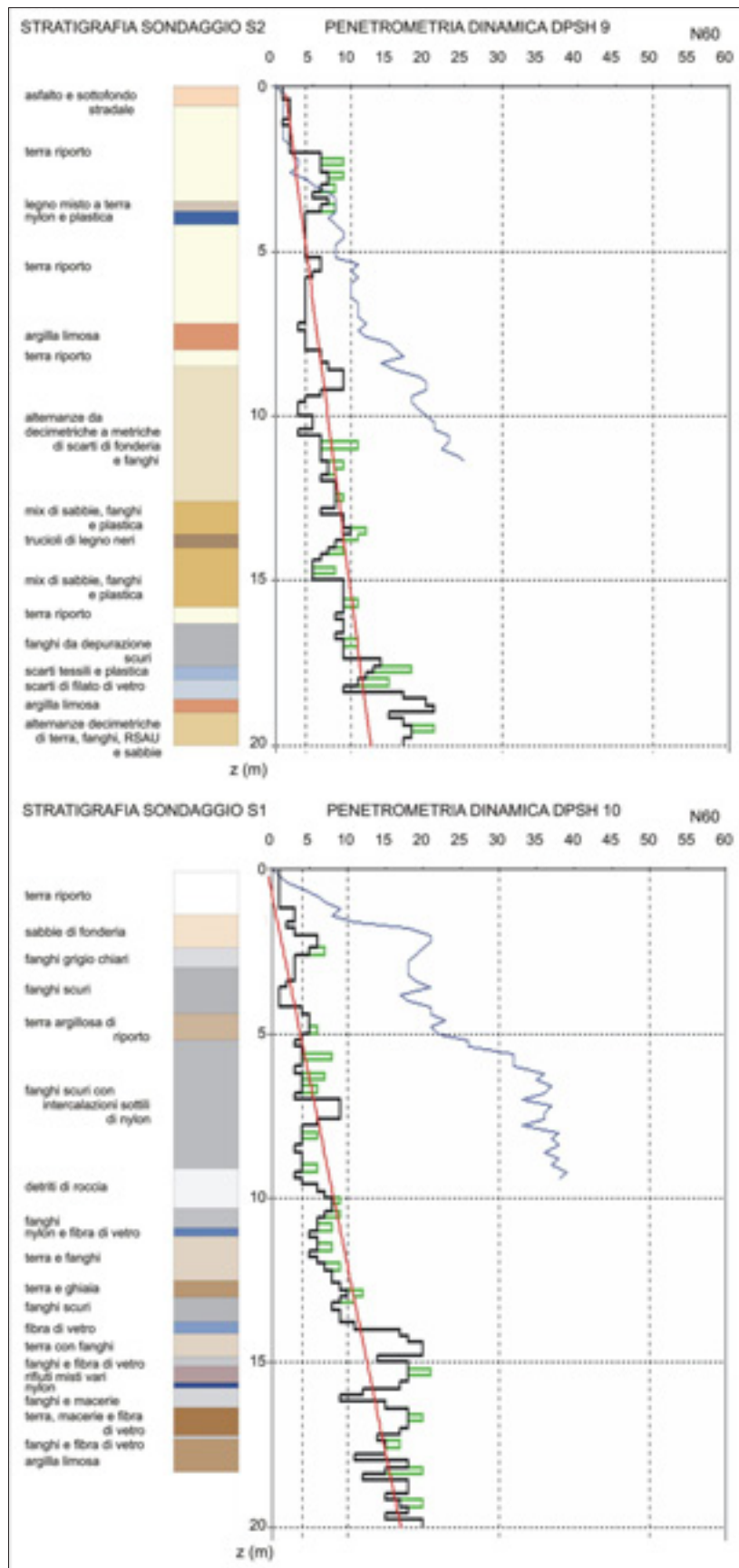
($N_{60} < 8$) e “mediamente addensati” nel tratto sottostante, fino alla profondità di 20 m.

Un'altra considerazione riguarda il *trend* dell'incremento di N_{60} in funzione della profondità lungo le varie verticali di prova. A tale riguardo è utile il confronto fra i risultati delle prove effettuate su rifiuti di età differente, i quali appaiono simili nel caso delle prove n. 3 e 7, che si riferiscono a rifiuti abbancati in un intervallo di tempo inferiore a 6 anni (cfr. Tabella 3), e nel caso delle prove n. 9 e 10, che si riferiscono a rifiuti abbancati da oltre 10 anni. In particolare, con l'aumento della profondità, si evidenziano una variabilità di N_{60} ed un incremento dei valori medi maggiori nel primo caso (Figura 3). La tendenza osservata è confermata anche dal confronto dei valori medi, riferiti agli orizzonti sottostanti i primi 2 – 3 m di profondità, della densità relativa (D_R) e della resistenza alla punta (Rpd) riportati in Tabella 5. Essi risultano maggiori nel caso delle prove n. 3 e 7. Tali differenze potrebbero essere imputate, come già osservato nel corso di esperienze effettuate su RSU (Fucale & Jucà, 2003), al manifestarsi di una riduzione delle caratteristiche di resistenza al taglio all'interno del corpo rifiuti col passare del tempo con una tendenza a diventare più costanti con l'aumento della profondità.

Considerando la composizione media dei rifiuti in oggetto e la scarsità di fluidi interstiziali, sembra possibile affermare, almeno in termine di ipotesi qualitativa, che il decadimento della resistenza al taglio dei rifiuti di più antico abbancamento rispetto ai rifiuti più recenti possa essere legato ai fenomeni di decompo-

Figura 4 – Confronto fra le stratigrafie di sondaggi a carotaggio continuo ed i risultati delle prove penetrometriche dinamiche in contesti differenti.

Figure 4 – Comparison between the stratigraphies obtained by bore-holes carried out in different context and the results of the dynamic penetration tests.



Sizione biochimica che si manifestano nel tempo all'interno del corpo rifiuti e, solo in parte, al fenomeno fisico di riduzione delle sovrappressioni neutre indotta dal lento rilascio dei fluidi interstiziali.

L'interpretazione sotto il profilo fisico-meccanico dei fenomeni osservati risulta comunque, allo stato attuale, prematura mancando informazioni relative alla composizione chimico-fisica puntuale dei rifiuti indagati ed alla relativa variazione nel tempo.

E' stato, infine, possibile confrontare i dati delle prove penetrometriche n. 9 e 10 con le stratigrafie ottenute da due fori di sondaggio (S2 ed S1 in Figura 1) eseguiti nelle loro immediate vicinanze nel corso di indagini effettuate in precedenza (Figura 4).

Le prove si riferiscono a rifiuti abbancati in un periodo complessivo compreso fra 11 e 20 anni di età (Tabella 3). Le stratigrafie evidenziano, almeno fino alla quota di infissione del rivestimento, una prevalenza di materiali grossolani nel primo caso (S2) e di materiali fini nel secondo (S1). Ai fini dell'individuazione del differente comportamento geotecnico dei materiali nei due casi, risulta significativo il confronto fra le stratigrafie dei sondaggi ed i valori di N_{60} , soprattutto nei tratti per i quali è disponibile il dato relativo all'infissione del rivestimento, che fornisce indicazioni di massima sulla variabilità della resistenza laterale (rispettivamente 11,4 m e 9,5 m). I due grafici, pur presentando un andamento simile per quanto riguarda i valori N_{60} , evidenziano notevoli differenze in relazione alla resistenza laterale, che risulta assai maggiore nel caso di materiali fini e molto fini (Figura 4).

L'analisi dell'andamento di N_{60} e della resistenza all'infissione del rivestimento nei singoli casi permette inoltre di ottenere indicazioni utili ai fini dell'individuazione di orizzonti "grossolani" e "fini" in profondità. A tale riguardo si può osservare una tendenza all'aumento di N_{60} in corrispondenza di materiali quali sabbie di fonderia, detriti, nylon, plastiche, fibre di vetro e rifiuti misti vari (che spesso danno origine a veri e propri picchi) mentre lo stesso valore tende a diminuire nel caso di fanghi, argille limose e terre argillose. Parallelamente i grafici mostrano veri e propri picchi di resistenza laterale in corrispondenza di materiali fini e molto fini quali sabbie di fonderia, argille limose e fanghi. Tuttavia è necessario sottolineare che, nei casi analizzati, il confronto fra le due tipologie di indagine risente della non perfetta coincidenza fra i fori dei sondaggi e le verticali delle prove penetrometriche per cui, oltre alla variabilità laterale della composizione dei rifiuti non si possono effettuare correlazioni pienamente attendibili, soprattutto nel caso di livelli di ridotto spessore.

Conclusioni

Le ricerche effettuate hanno permesso di valutare l'utilità

di differenti tipologie di indagine ai fini dello studio delle proprietà geotecniche dei rifiuti speciali non pericolosi della discarica in esame. In particolare si è osservato che tipologie di prova quali, ad esempio, le penetrometrie dinamiche "leggere" o la prospezione sismica a rifrazione, di grande utilità in altri contesti, presentano, in questo caso, limiti tali da renderne poco significativo o addirittura inadeguato l'utilizzo risentendo eccessivamente, le prime, dell'elevata resistenza offerta da livelli merceologici peculiari (fibre sintetiche) e, le seconde, del fatto che, pur compattato, il mezzo "rifiuto" risulta comunque caratterizzato da velocità troppo basse. Più interessanti, pur con i limiti legati all'eccessiva semplificazione insita nella metodologia di acquisizione dei dati, sono risultate le prove scissometriche *in situ*, realizzate con strumentazione appositamente realizzata, e la verifica di stabilità in *back analysis*, effettuata utilizzando i dati ottenuti dalla generazione di una frana artificiale, che hanno permesso di stimare i parametri di resistenza al taglio dei rifiuti.

E' evidente che solo l'applicazione di tali metodi in altri contesti potrà fornire indicazioni sull'attendibilità dei risultati ottenuti in queste indagini.

Le penetrometrie dinamiche "superpesanti" hanno messo in evidenza le loro discrete potenzialità quali strumento di

Indagine nel campo dei rifiuti speciali. In particolare il loro utilizzo ha permesso, attraverso l'elaborazione statistica dei valori N_{60} , di pervenire ad una stima, per diverse verticali di prova, dello stato di addensamento medio dei rifiuti.

Il confronto fra i risultati delle prove effettuate su rifiuti di età differente ha messo in evidenza una variazione delle loro proprietà geotecniche in funzione del tempo. In particolare, come già osservato da altri autori per RSU, anche in questo caso tali proprietà tenderebbero a ridursi e a mantenersi più costanti, rispetto a quelle proprie del rifiuto fresco, con l'aumento della profondità.

Il confronto fra i dati di alcune prove penetrometriche con le stratigrafie di sondaggi ubicati nelle loro immediate vicinanze ha permesso di evidenziare, a meno di alcuni limiti dovuti alla non perfetta coincidenza fra i fori di sondaggio e le verticali delle prove penetrometriche, la "risposta" offerta dalle differenti tipologie merceologiche di rifiuti. Tale tentativo, oltre a permettere una migliore lettura dei risultati delle penetrometrie dinamiche nei casi in esame, può costituire un aiuto assai utile come casistica per l'interpretazione di prove analoghe effettuate in contesti simili a quello in esame.

Il monitoraggio dei cedimenti, che è stato effettuato con metodi topografici, ha permesso di ottenere una stima dell'entità e della velocità dei fenomeni. E' risultato che, dopo un cedimento iniziale relativamente rapido, già a partire da 4-5 mesi dalla deposizione dei rifiuti la velocità

di assestamento del cumulo tende gradualmente a decrescere.

I risultati ottenuti si riferiscono ad una prima fase di uno studio che prevede la realizzazione di ulteriori

indagini sui rifiuti speciali per i quali le conoscenze del relativo comportamento geotecnico, allo stato attuale, sono ancora parziali.

Bibliografia

- Bazaraa A.R.S.S., 1967. Use of the Standard penetration Test for Estimatin Settlement of Shallow Foundation in sand. Ph.D. Thesis, University of Illinois, Urbana (USA).
- Fardis M. N. & Veneziano D., 1981. Estimation of SPT-N and Relative Density. *J. Geotech. Engrg. Div., ASCE*, Vol. 107, No. GT10, pp. 1345-1359.
- Fucale S.P. & Jucá J.F.T., 2003. Geotechnical investigation in a brazilian MSW landfill. In: Ninth International Waste Management and Landfill Symposium, 2003, Sardinia, Vol. 1, pp. 21-30.
- Gibbs H.J. & Holz W.G., 1957. Research on determining the density of sands by spoon penetration testing. *Proc. 4th Int. Conf. Soil Mech. Found. Enngg.*, London, 1, 35-9.
- Grisolia M., Napoleoni Q. & Tancredi G., 1995. Modelli di comportamento geotecnico di una discarica di RSU: scelta dei parametri di progetto. *Convegno: La progettazione delle discariche*, Bergamo.
- ISSMFE Technical Committee on Penetration Testing, 1988. Dynamic Probing (DP): International Reference Test Procedure. *Proc. ISOPT-I*, Orlando (USA).
- Jucá J.F.T., Monteiro V.E.D., Oliveira, F.J.S. & Maciel F.J. (1999). Environmental Monitoring of the Muribeca Municipal Solid Waste Landfill. III Nacional Seminar on Municipal Solid Waste, Toledo, Paraná.
- Kulhawy F.H. & Mayne P.W., 1990. Manual on estimating soil properties for foundation design. EL-6800 Research Project 1493-6, prepared for Electric Power Research Institute, Palo Alto, California, USA.
- Manassero M., Van Impe W.F. & Bonazza, A., 1996. Waste Disposal. In: *Proc. of the Second International Congress on Environmental Geotechnics*, Osaka, Japan, Rotterdam, A. A. Balkema, Vol. 2, pp. 193-242.
- Marcuson W.F. & Bieganousky W.A., 1977. Laboratory standard penetration test on fine sand. *ASCE, Jn. Geot. Enngg. Div.*, 103, GT6, 565-80.
- Meyerhof, G.G., 1957. Discussion on Research on determining the density of sands by spoon penetration testing. *Proc. 4th Int. Conf. Soil Mechanics and Foundation Engineering*, London, Vol. 3, p. 110.
- Sánchez-Alciturri J.M., Palma J., Sagaseta C. & Cañizal J., 1993. Mechanical Properties of Wastes in a Sanitary Landfill. In: *Proc. of International Conference Green' 93 – Waste Disposal by Landfill*. Sarsby (ed.), Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5410 356 6, pp. 357-363.
- Schultze E. & Mezenbach E., 1961. Standard penetration test and compressibility of soils. *Proc. 5th Int. Conf. Soil mechanics, Foundation Engineering*, Paris, Vol. 1, pp. 527-32.
- Skempton A. W., 1986. Standard penetration test procedures and the effects in sands of overburden pressure, relative density, particle size, ageing and over consolidation. *Geotechnique*, 36, 3, 425-47.
- Siegel R.A., Robertson R J. & Anderson, D.G., 1990. Slope Stability Investigations at a Landfill in Southern California. *Geotechnics of Waste Fills – Theory and Practice*, ASTM STP 1070, Arvid Landva and G. David Knowles, Eds., Philadelphia, pp. 259-284.
- Società Geologica Italiana, 1994. *Guide Geologiche Regionali. Alpi Liguri*. BE-MA Editrice.
- Terzaghi K. & Peck R.B., 1948. *Soil mechanics in engineering practice*. John Wiley, New York (1 ed.).

Confronto di procedure per la determinazione del limite di ritiro su terreni argillosi umbri

Nicoletta Prosperini, Costanza Cambi, Giuseppe Vinti, Elena Pieroni

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Perugia. nicoletta.prosperini@unipg.it

A comparison of shrinkage limit test methods for clayey soils of Umbria Region (Central Italy)

ABSTRACT: The shrinkage limit of a clayey soil is the water content at which the transition between semi-solid and solid states occurs. It is used in geotechnical studies for investigating hydraulic parameters, soil compressibility, and the settlement of buildings, embankments and dams, when the footing soil undergoes uniform or differential volume changes associated with shrinkage and swelling processes, acting for short and long periods. The two procedures most commonly used in geotechnical practice to determine the shrinkage limit are the analysis with mercury and with the wax. This work contributes to the knowledge of the differences between the results of these two test methods, and promotes the use of the wax procedure as the more suitable test, in terms of time consuming, test performance, computations, influence of laboratory conditions, manual skills of the operator, and of different test stages. This last topic was particularly investigated for the wax method, since some stages of this standardized procedure are not completely specified. This study also proposes a relationship between shrinkage limits determined by the two procedures, which can be confidently used to correlate shrinkage limit values obtained from the two test methods.

Key terms: Shrinkage limit, Mercury method, Wax method

Termini chiave: Limite di ritiro, Metodo con mercurio, Metodo con cera

Riassunto

Il limite di ritiro è il contenuto in acqua al limite tra lo stato di consistenza semisolido e quello solido di un terreno. E' utilizzato nello studio dei parametri idraulici, nella valutazione della compressibilità dei terreni, e negli studi riguardanti i cedimenti di edifici, rilevati stradali, argini e dighe, legati a variazioni uniformi o differenziali del volume del terreno di fondazione con l'alternarsi di processi di ritiro e rigonfiamento, nel breve e nel lungo periodo. Nella pratica geotecnica i metodi di determinazione di tale limite attualmente più utilizzati sono quello con mercurio, più largamente diffuso, e quello con cera. Questo lavoro fornisce un contributo alle conoscenze sulle differenze tra i risultati delle due procedure, promuovendo l'utilizzo del metodo con cera, confrontabile con il metodo del mercurio per quantità di materiale da utilizzare nella prova, ma più conveniente in termini di tempi, operazioni e calcoli da eseguire ed in termini di controllo delle condizioni ambientali, dell'operatore e delle diverse fasi della prova. In particolare sono discusse alcune fasi delle due procedure, con particolare riguardo al metodo con la cera, standardizzato ma non dettagliatamente definito. Il lavoro eseguito fornisce inoltre una relazione che correla i valori ottenuti dalle due procedure; tale correlazione, finora non presente in letteratura, permette di considerare e valutare assieme dati ottenuti, per gli stessi terreni, con i due diversi metodi.

Introduzione

I limiti di Atterberg sono definiti come i contenuti d'acqua che caratterizzano i passaggi tra i vari stati di consistenza che può assumere un terreno, in particolare, il limite di ritiro è il contenuto in acqua al limite tra lo stato di consistenza semisolido e quello solido. Head (1984) ha ricostruito sperimentalmente la curva di ritiro di un terreno argilloso misurandone la variazione di volume al diminuire del contenuto in acqua; al contenuto in acqua corrispondente al limite di ritiro si osserva una variazione della pendenza di tale curva, e ad una ulteriore diminuzione del contenuto in acqua non risulta alcuna variazione di volume (Figura 1) il rapporto tra la variazione di volume (rispetto al volume totale del campione di terreno) e la differenza dei due contenuti in acqua corrispondenti a tale variazione di volume è definito come "rapporto di ritiro".

Esistono anche numerose ricerche, di carattere non specificatamente geotecnico, riguardanti la costruzione della curva di ritiro di diversi tipi di terreni e di suoli, la cui interpretazione è diffusamente utilizzata per la bonifica, il miglioramento e l'ottimizzazione dei terreni agrari (vedi ad esempio Crescimanno & Provenzano, 1999; Chertkov, 2000, 2003, 2007; Groenevelt & Grant, 2002, 2004; Bradeau *et alii*, 1999, 2004; Cornelis *et alii*, 2006, e riferimenti all'interno).

E' stata elaborata una classifica della qualità dei terreni in base al limite di ritiro (Cestelli Guidi, 1987), il

cui valore in genere risulta aumentare con il contenuto in acqua iniziale del terreno, in dipendenza della frazione argillosa e della sua composizione mineralogica, ma anche in funzione dell'ambiente deposizionale del terreno stesso, che si riflette nel tipo di tessitura: terreni aventi tessiture di tipo disperso sono caratterizzati dal un limite di ritiro di valore superiore a quello di terreni aventi tessiture orientate (Yong & Warketin, 1975; Holtz & Kovacs, 1981; Bardet, 1997).

Sebbene non trovi lo stesso ampio uso in geologia applicata ed in ingegneria geotecnica degli altri limiti di Atterberg (limiti liquido e plastico), il limite di ritiro viene utilizzato nello studio dei parametri idraulici e, soprattutto, nella valutazione della compressibilità dei terreni (Sridharan & Nagaraj, 2000), e negli studi riguardanti i cedimenti di edifici, rilevati stradali, argini e dighe, legati a variazioni uniformi o differenziali del volume del terreno di fondazione con l'alternarsi di processi di ritiro e rigonfiamento, nel breve e nel lungo periodo. Di conseguenza il limite di ritiro rappresenta una stima semiquantitativa del ritiro per essiccamento (da variazioni del livello di falda, evapotraspirazione, ecc.), utile per la progettazione di sistemi di prevenzione e/o riduzione di danni da cedimento sotto carico. Considerando il limite di ritiro in relazione ai limiti liquido e plastico, per la maggior parte dei terreni prevalentemente argillosi esso ha un valore in genere inferiore a quello del limite plastico; fanno eccezione alcuni terreni limosi e sabbiosi per i quali i due valori risultano essere simili (Head, 1984).

Nonostante sia possibile ottenere il valore del limite di ritiro a partire da limiti liquido e plastico, attraverso una correlazione empirica e/o una estrapolazione grafica (Holtz & Kovacs, 1981), senza eseguire una determinazione di laboratorio, nella pratica geotecnica sono state elaborate diverse procedure per la determinazione del limite di ritiro (vedi ad esempio Haines, 1923; TRRL, 1952; Croney *et alii*, 1958), quasi

tutte in disuso; attualmente i metodi di determinazione di tale limite più utilizzati sono quello con mercurio, più largamente diffuso, e quello con cera (Figura 2).

Le procedure standardizzate che descrivono il metodo con mercurio sono le norme ASTM D 427-04, AASHTO T92; BS 1377, DIN 18122-2, UNI 10014 (sostituita dal 1/1/08 dalla norma UNI CEN ISO/TS 17892-12/2005 per la determinazione dei limiti liquido e plastico); la procedura standardizzata che descrive il metodo con cera, sviluppato dal Bureau of Reclamation (1986), è la norma ASTM 4943-02.

Le differenze sostanziali tra i due metodi riguardano le caratteristiche delle due sostanze utilizzate: il mercurio, sostanza tossica e nociva, il cui uso impone particolari condizioni strutturali ed ambientali di laboratorio, nonché una grande attenzione al contatto da parte dell'operatore, a discapito del controllo delle diverse fasi della prova e di conseguenza dell'affidabilità del valore ottenuto; la paraffina (o la cera microcristallina), non tossica, di più facile uso e che richiede condizioni standard sia di laboratorio che dell'operatore. Inoltre nel metodo con cera è più limitato il numero di operazioni da effettuare manualmente, dipendenti quindi dall'esperienza e dalla capacità dell'operatore stesso, nonché il numero di calcoli necessari per ottenere il valore finale del limite di ritiro.

Studi sperimentali di confronto delle due procedure di determinazione del limite di ritiro sembrano essere assenti (ad eccezione di Bureau of Reclamation, 1986); questo lavoro ha pertanto lo scopo di fornire un contributo alle conoscenze sulle differenze tra i risultati delle due procedure di determinazione del limite di ritiro, promuovendo l'utilizzo del metodo con cera, confrontabile con il metodo del mercurio per quantità di materiale da utilizzare nella prova, ma più conveniente in termini di tempi, operazioni da eseguire e controllo delle condizioni ambientali, dell'operatore, e delle diverse fasi della prova, con conseguente più elevata affidabilità dei risultati.

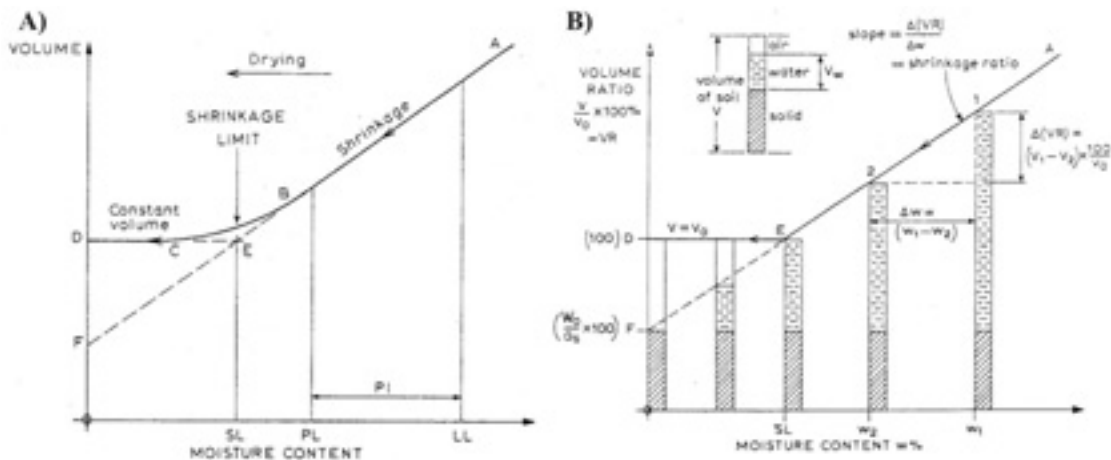


Figura 1 – a) Curva di ritiro e b) grafico sperimentale del rapporto di ritiro per terreni argillosi (Head, 1984).
 Figure 1 – a) Shrinkage curve and b) Experimental shrinkage ratio of clayey soils (Head, 1984).

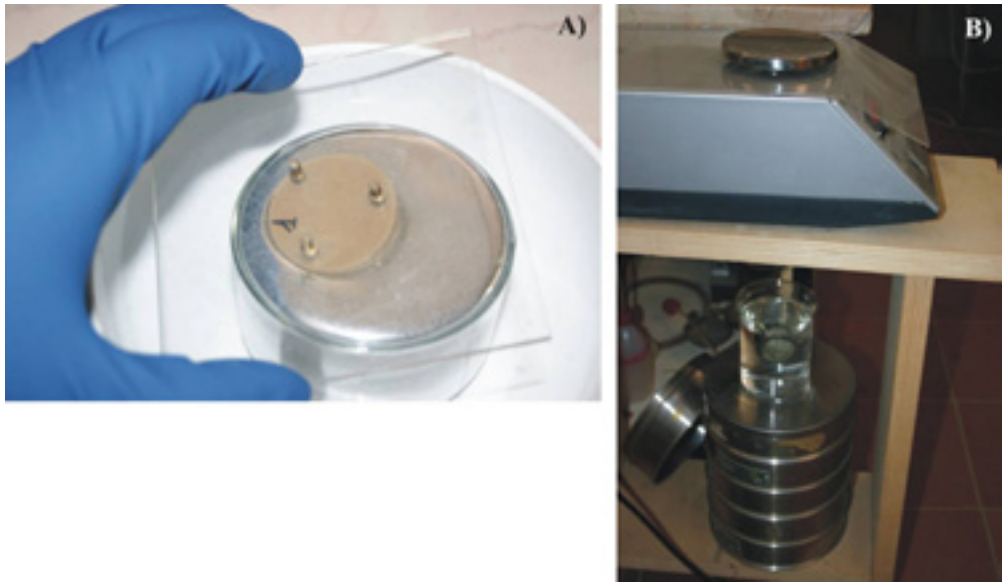


Figura 2 – a) Uso del cristallizzatore con mercurio per la determinazione del limite di ritiro; b) pesata idrostatica per la determinazione del limite di ritiro mediante il metodo con cera.
 Figure 2 – a) Immersion of a soil pat in the shrinkage limit test by use the mercury method; b) Wax-coated soil pat submerged in a water bath in the shrinkage limit test by use the wax method.

Il lavoro eseguito fornisce inoltre una relazione che correla i valori ottenuti dalle due procedure; tale correlazione, finora non presente in letteratura, permette di considerare e valutare assieme dati ottenuti, per gli stessi terreni, con i due diversi metodi.

Materiali e metodi

Sono stati scelti per questo studio 12 campioni di terreni argillosi umbri plio-pleistocenici in facies marina e continentale (Figura 3). Di ogni campione sono stati determinati la distribuzione granulometrica (ASTM D41-85, D422-63), la gravità specifica (CEN ISO TS/17892-3), i limiti liquido e plastico (ASTM 4318-00). I terreni

sono stati classificati secondo i sistemi di classificazione USCS- Carta di Casagrande (ASTM, 2000) e AASHTO (2004) mediante il programma MAXLAB2 (Dragoni *et alii*, 2005 - Tabella 1). Per ogni campione è stato determinato il limite di ritiro utilizzando il metodo con mercurio (ASTM 427-04) e il metodo con cera (ASTM 4943-02). Sono state eseguite tre ripetizioni di prova e analisi statistiche dei risultati per ogni campione, nel rispetto delle procedure ASTM D427-04 (par. 12, tab. 1), ASTM 4943-02 (par. 14, tab. 1), e su ogni gruppo di valori del limite di ritiro, secondo le norme ASTM D6026, ASTM E177-06b, ASTM C670-03, ASTM WK 3539 e ASTM D4356-84(2002).

Tabella 1 – Caratteristiche generali e classificazione dei terreni analizzati.
 Table 1 – Properties and classifications of tested soils.

Sample	Gs	Grain Size Distribution (%)				PL (%)	LL (%)	USCS	AASHTO
		Gravel	Sand	Silt	Clay				
EP1	2,697	0,0	0,1	61,0	38,9	21	54	CH	A7-6
EP2	2,741	0,5	21,9	56,8	20,8	18	35	CL	A6
EP3	2,696	0,5	31,3	42,9	25,3	19	43	CL	A7-6
EP4	2,823	0,0	2,4	33,6	64,0	29	84	CH	A7-6
EP5	2,693	13,4	23,5	33,2	29,9	18	41	CL	A7-6
EP6	2,728	0,0	1,5	51,9	46,6	25	64	CH	A7-6
EP7	2,676	0,0	1,8	30,6	67,6	25	73	CH	A7-6
EP8	2,727	0,0	4,0	76,1	19,9	21	37	CL	A6
EP9	2,659	1,1	4,9	54,8	39,2	19	56	CH	A7-6
EP10	2,666	0,5	1,6	43,5	54,4	23	69	CH	A7-6
EP11	2,698	0,5	19,2	46,9	33,5	17	41	CL	A7-6
EP12	2,756	0,1	0	58,2	41,7	24	51	CH	A7-6



Figura 3 – Mappa schematica della Regione Umbria con ubicazione dei campioni analizzati.
 Figure 3 – Schematic map of Umbria Region in which location of studied soil samples is reported.

percentuali rispetto a quelli ottenuti con il mercurio, tranne che per il campione EP2, per il quale il valore ricavato con la cera risulta essere più alto di quello ricavato con il mercurio (Figura 5). I dati riportati in Bureau of Reclamation (1986) mostrano una maggiore variabilità degli scostamenti tra i valori ottenuti con i due metodi, sia in unità percentuali (da 0 a 4 unità), che in andamento.

Tabella 2 – Valori del limite di ritiro dei terreni analizzati.
 Table 2 – Shrinkage limit values of tested soils.

Sample	Shrinkage Limit (%)	
	Mercury (ASTM D427-04)	Wax (ASTM D4943-02)
EP1	9.231	7.415
EP2	11.493	11.831
EP3	7.563	6.651
EP4	5.007	4.094
EP5	7.114	5.767
EP6	9.940	8.825
EP7	9.024	7.335
EP8	18.395	16.635
EP9	8.584	6.734
EP10	9.136	7.052
EP11	7.692	6.664
EP12	14.118	11.787

Risultati e discussione

La Tabella 2 e la Figura 4 riportano i valori del limite di ritiro determinati utilizzando il metodo con mercurio e quello con cera. In generale si osserva che i valori ottenuti dal metodo con la cera sono inferiori di 1-2 unità

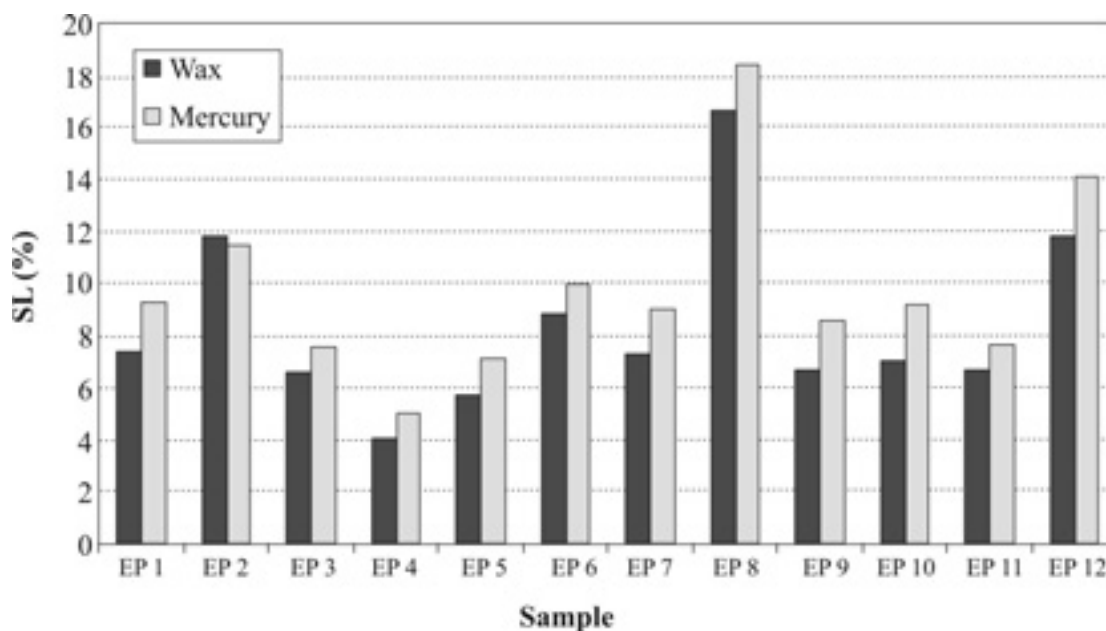


Fig. 4 – Istogramma di frequenza del limite di ritiro dei campioni analizzati determinato con i metodi del mercurio e della cera.
 Fig. 4 – Frequency histogram of shrinkage limit determined by means of mercury and wax methods for the tested soils.

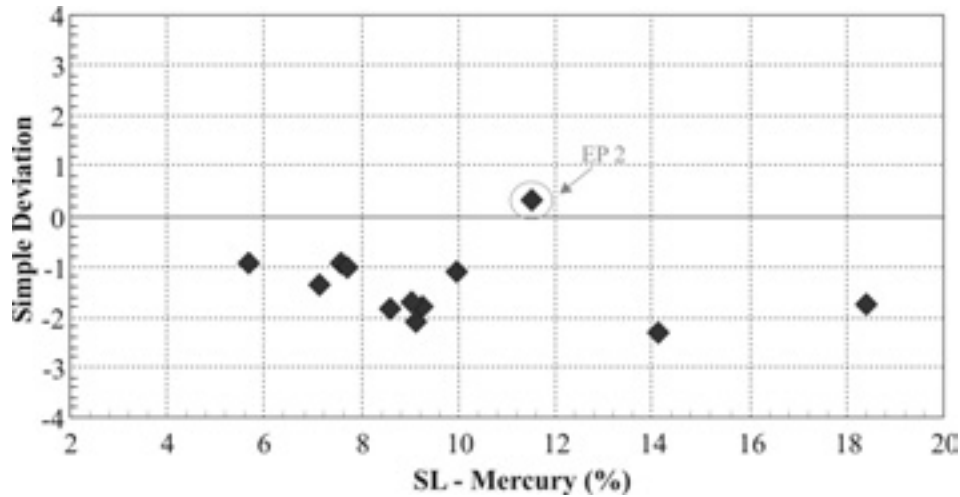


Figura 5 – Relazione tra lo scostamento semplice dei due set di valori e i valori del limite di ritiro ottenuti con il metodo del mercurio.
 Figure 5 – Relationship between liquid limit obtained by the mercury method versus simple deviation from the wax method.

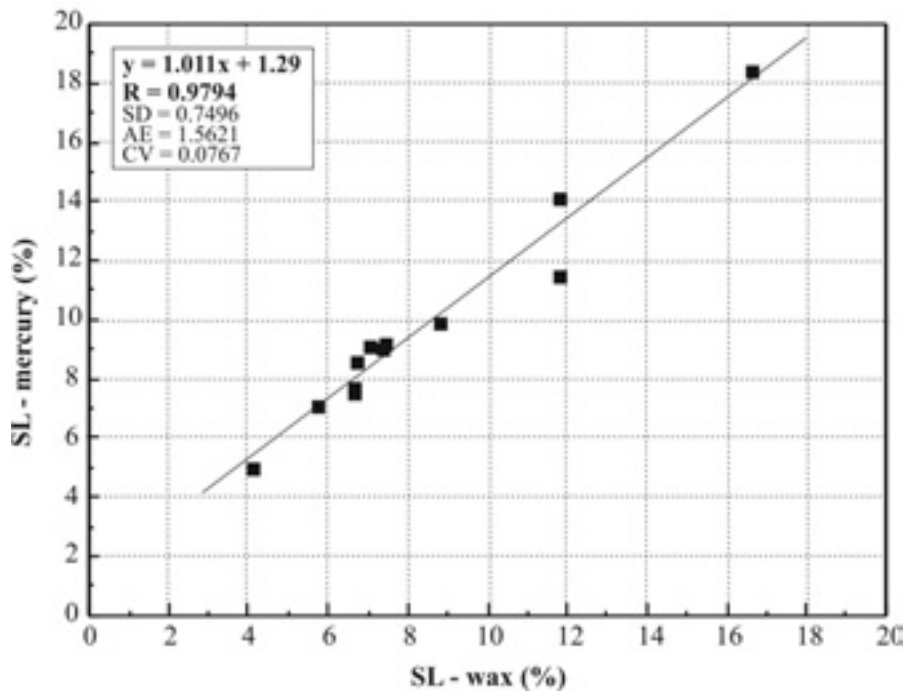


Figura 6 – Relazione tra i valori del limite di ritiro ottenuti con la procedura del mercurio e con il metodo della cera. SD: deviazione standard; AE: errore medio; CV: coefficiente di variazione.
 Figure 6 – Relationship between shrinkage limit obtained by the mercury method versus shrinkage limit obtained by the wax method. SD: standard deviation; AE: average error; CV: coefficient of variation.

La Figura 6 rappresenta la relazione tra i valori del limite di ritiro ottenuti con le due procedure; l'equazione che esprime la migliore correlazione, ottenuta per regressione lineare mediante il metodo dei minimi quadrati, è data da:

$$SL_{mercury} = 1.0107 \cdot SL_{wax} + 1.2861$$

La sintesi e i risultati dell'analisi statistica relativa

sono restituiti nella legenda relativa alla figura 6.

Come si può notare, la correlazione è piuttosto buona, il valore del coefficiente di correlazione risulta influenzato in misura consistente dalla dispersione del dato relativo proprio al campione EP2.

Il controllo delle diverse fasi di ognuna delle due prove, ha messo in evidenza che, per quel che riguarda la

procedura con mercurio, presa come riferimento per il confronto tra i metodi (in quanto più utilizzata, almeno nei laboratori italiani) la sua ripetibilità può essere influenzata da tre fattori. Per prima cosa, il valore del peso specifico del mercurio utilizzato per la prova viene assunto pari a 13.59 g/cm^3 , senza che il valore venga controllato o prima dell'utilizzo per la determinazione del limite di ritiro, o almeno periodicamente, applicando una procedura standardizzata.

Un altro fattore di influenza è dato dall'uso di una lastrina cui sono applicati tre piccoli chiodi, che serve per la portata a livello del mercurio nel cristallizzatore e per l'immersione della pasticca di terreno nel mercurio stesso. Nonostante la normativa prescriva l'uso di una lastrina di vetro, le case costruttrici di apparecchiature per il limite di ritiro forniscono una lastrina di plexiglas, la cui flessibilità comporta il rischio che venga impressa dall'operatore una spinta non isotropa sulla superficie del cristallizzatore, poi trasmessa alla superficie del mercurio.

Da ultimo, rispetto al vetro, sulla lastrina di plexiglas possono aderire più facilmente bolle d'aria, la cui presenza porta ad una variazione del volume iniziale di mercurio e quindi del volume della pasticca di terreno.

Per ciò che riguarda il metodo con cera, da quanto riportato in Bureau of Reclamation (1986), tale procedura risulta essere caratterizzata da una ripetibilità estremamente più elevata di quella del metodo con mercurio. In realtà alcune fasi della prova, non rigorosamente definite dalla normativa a riguardo, hanno messo in evidenza alcune problematiche, che potrebbero essere di qualche influenza sui risultati e sull'alto grado di ripetibilità della prova stessa. Sono state seguite alcune sperimentazioni riguardanti le fasi di ricoprimento della pasticca di terreno con la cera, precedente la sua immersione nell'acqua, il tipo di filo e la sua legatura alla pasticca di terreno e la pesata idrostatica della pasticca ricoperta. Il controllo della fase di ricoprimento della pasticca è stato effettuato mediante l'esecuzione di alcune prove, allo scopo di trovare la modalità ottimale: alcune pasticche sono state legate con il filo di seta, immerse tre volte nella cera fusa e lasciate asciugare; altre pasticche sono state legate con il filo di seta, immerse nella cera fusa e lasciate asciugare, il tutto per tre volte. Quest'ultimo procedimento è risultato essere più soddisfacente, in quanto ha assicurato un ricoprimento completo della superficie della pasticca, in particolare nella zona della superficie intorno al filo. Sono state inoltre eseguite alcune prove di controllo della temperatura della cera ideale per un ottimale ricoprimento del campione; il risultato è che una temperatura superiore a 50°C fa sì che la cera sia sufficientemente fluida da entrare nei pori della pasticca ed aumentare il volume del campione; una temperatura inferiore a 40°C non garantisce invece la caratteristica di impermeabilizzazione che il ricoprimento deve dare al

campione, con il rischio conseguente di imbibizione della pasticca al momento dell'immersione in acqua distillata per la pesata idrostatica; la temperatura ottimale della cera fusa a garanzia del migliore ricoprimento della pasticca è risultata quindi essere compresa tra 40°C e 50°C . Per ciò che concerne il tipo di filo e di legatura della pasticca di terreno, la normativa ASTM D4943-02 prescrive genericamente filo da cucito e non fornisce indicazioni sul tipo di legatura, in Bureau of Reclamation (1986; figg. 4-7) è descritto un tipo di legatura in cui un anello di filo allaccia la pasticca di terreno; indipendentemente dai problemi riguardanti il controllo della lunghezza e del peso del filo, nelle prove in cui è stato utilizzato il filo di seta la pasticca di terreno si è sfilata dalla legatura a laccio, nelle prove in cui è stato usato il filo di cotone la pasticca non si è sfilata, ma la superficie a contatto con il filo è risultata lievemente consumata; inoltre il filo di cotone ha mostrato avere una minore resistenza in fase di legatura rispetto a quello di seta. E' stata sperimentata una legatura di tipo a croce sia con filo di seta che di cotone, le prove a riguardo hanno mostrato che il problema della resistenza del filo di cotone si rileva in fase di pesata idrostatica, cioè quando questo è in tensione. A proposito della fase di pesata idrostatica, le sperimentazioni eseguite hanno messo in evidenza, nel caso di utilizzo del filo di seta, che è necessario eseguire la pesata in tempi brevi, per evitare il danneggiamento del rivestimento di cera da parte del filo in tensione, che fa variare il risultato della pesata stessa durante le ripetizioni; questo problema potrebbe essere evitato escludendo l'uso del filo, posizionando invece la pasticca di terreno ricoperta di cera all'interno di un opportuno cestino per pesata idrostatica.

Conclusioni

Dallo studio effettuato emerge che la determinazione del limite di ritiro eseguita utilizzando il metodo con mercurio e il metodo con cera fornisce valori simili, che si discostano tra loro fino a due unità percentuali; la retta di regressione lineare ottenuta utilizzando il metodo dei minimi quadrati e il coefficiente di regressione mostrano che dal punto di vista statistico esiste una buona correlazione tra i due set di dati ottenuti. Tale correlazione è affidabile per ottenere valori del limite di ritiro dal metodo con cera a partire da quelli ottenuti dal metodo con mercurio, nel periodo di transizione tra la sospensione della procedura con mercurio e la definitiva attuazione di quella con la cera.

Sebbene alcune fasi della procedura necessitino di maggiore rigore, il metodo con cera si rivela di più semplice esecuzione e di elevatissimo grado di ripetibilità; pur conservando i caratteri di semplicità di apparecchiature, e di economia di tempi e di materiali, garantisce un valore del limite di ritiro che può essere utilizzato con affidabilità per correlazioni con altri

importanti parametri geotecnici e per la valutazione del comportamento idraulico e meccanico dei terreni in fase di progettazione di vari tipi di opere.

Bibliografia

- American Association of State Highway Transportation Officials T92, 2001. Standard Method of Test for Determining the Shrinkage Factors of Soils. AASHTO, Washington, DC.
- American Association of State Highway Transportation Officials M145-91, 2004. Standard Specification for Classification of Soils and Soil-Aggregate Mixtures for Highway Construction Purposes. AASHTO, Washington, DC.
- ASTM Standard C 670, 2003. Standard Practice for Preparing Precision and Bias Statements for Test Methods for Construction Materials. ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard, D 4943, 1995. Standard Test Method for Shrinkage Factors of Soils by the Wax Method. 2001 Annual Book of ASTM Standards, ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard D 422-63, 1998. Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils. 2001 Annual Book of ASTM Standards, ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard D 427, 1998. Standard Test Method for Shrinkage Factors of Soils by the Mercury Method. 2001 Annual Book of ASTM Standards, ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard D 2487, 2000. Standard Practice for Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Classification System). 2001 Annual Book of ASTM Standards, ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard D 4318, 2000. Standard Test Methods for Liquid Limit, Plastic Limit, and Plasticity Index of Soils. 2001 Annual Book of ASTM Standards, ASTM International, West Conshohocken, PA.
- ASTM Standard E 177, 2006b. Standard Practice for Use of the Terms Precision and Bias in ASTM Test Methods. ASTM International, West Conshohocken, PA.
- Bardet J.P., 1997. Experimental Soil Mechanics. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Bradeau E., Costantini J.M., Bellier G., Colleuille H., 1999. New Device and Method for Soil Shrinkage Curve Measurement and Characterization. Soil Sci. Soc. Am. J., 63, 525-535.
- Bradeau E., Mohtar R.H., Chahinian N., 2004. Estimating Soil Shrinkage Parameters. In: Developments in Soil Science, Elsevier B.V. (Ed.), Amsterdam, The Netherlands, 30, 225-240.
- British Standards Institution, 1990. British standard methods of test for soils for engineering purposes. BS 1377 Part 2.
- Bureau of Reclamation, 1986. Alternative procedure for determining the shrinkage limit of soil. REC-ERC 86-2, (a cura di) Byers J.G., U.S. Department of Interior.
- Cestelli Guidi C., 1987. Geotecnica e tecnica delle fondazioni. Vol. I-II, Hoepli, Milano.
- Chertkov V.Y., 2000. Modeling the Pore Structure and Shrinkage Curve of Soil Clay Matrix. Geoderma, 95, 215-246.
- Chertkov V.Y., 2003. Modeling the Shrinkage Curve of Soil Clay Pastes. Geoderma, 112, 71-95.
- Chertkov V.Y., 2007. The Reference Shrinkage Curve of Clay Soil. Theor. Appl. Fract. Mech., 48, 50-67.
- Cornelis W.M., Corluy J., Medina H., Diaz J., Hartmann R., Van Meirvenne M., Ruiz, M.E., 2006. Measuring and Modelling the Soil Shrinkage Characteristic Curve. Geoderma, 137, 179-191.
- Crescimanno G., Provenzano G., 1999. Soil Shrinkage Characteristic Curve in Clay Soils: Measurement and Prediction. Soil Sci. Soc. Am. J., 63, 25-32.
- Croney D., Coleman J.D., Black W.P.M., 1958. Movement and distribution of water in soil in relation to highway design and performance. In: Water and its conduction in soils. Highway Res. Board, Spec. Rep., 40, 226-252.
- Deutsches Institut für Normung, DIN 18122-2, 2000. Baugrund - Untersuchung von Bodenproben; Zustandsgrenzen (Konsistenzgrenzen) - Teil 2: Bestimmung der Schrumpfgrenze / Soil - investigation and testing - Part 2: Determination of the shrinkage limit. Berlin, Germany.
- Dragoni W., Melillo M., Vinti G., 2005. MAXLAB, a Semi-Expert Procedure for Classifying Soils and for Creating Relational Databases. Proceedings of Geoitalia 2005, Epitome, 1, 271.
- European Committee for Standardization, CEN ISO/TS 17892/12 2004. Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part 12: Determination of Atterberg limits.
- European Committee for Standardization, CEN ISO/TS 17892/3 2004. Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil – Part 3: Determination of particle density – pycnometer method.
- Groenevelt P.H., Grant, C.D., 2002. Curvature of Shrinkage Lines in Relation to the Consistency and Structure of a Norwegian Clay Soil. Geoderma, 106, 235-245.
- Groenevelt P.H., Grant, C.D., 2004. Analysis of Soil Shrinkage Data. Soil Till. Res., 79, 71-77.
- Haines W.B., 1923. The Volume Changes Associated with Variation of Water Content in Soil. J. Agric. Sci. Camb., 13, 296-311.
- Head K.H., 1984. Manual of Soil Laboratory Testing. ELE International Ltd, Pentech Press, London, United Kingdom.
- Holtz R.D., Kovacs W.D., 1981. An Introduction to Geotechnical Engineering. Prentice Hall, Englewood Cliff, NJ.
- Italian National Board of Unification, UNI CEN ISO/TS 17892/12, 2005. Indagini e prove geotecniche – Prove di laboratorio sui terreni – Parte 12: Determinazione dei limiti di Atterberg. Milano.
- National Research Council – Italian National Board of Unification, CNR UNI 10014, 1964. Prove sulle terre. Determinazione dei limiti di consistenza (o di Atterberg) di una terra. Roma.
- Sridharan A., Nagaraj H.B., 2000. Compressibility Behaviour of Remoulded, Fine-grained soils and Correlation with index Properties. Can. Geotech. J., 37, 712-732.
- Transport and Road Research Laboratory, 1952. Soil Mechanics for Road Engineers. Chapter 3, HMSO, London, United Kingdom.
- Yong R.N., Warkentin B.P., 1975. Soil Properties and Behaviour. Developments in Geotechnical Engineering, 5, Elsevier Sci. Publ.Comp., Amsterdam, The Netherlands.

Preliminary remarks on the age of groundwater of the Friuli plain multilayer aquifer

Grazia Martelli & Cristina Granati

Dipartimento di Georisorse e Territorio, Università di Udine
grazia.martelli@uniud.it, cristina.granati@uniud.it

ABSTRACT: Samples from 19 wells located South and 1 well located North of the spring belt in the Friuli alluvial plain were collected and the radiocarbon isotope content was evaluated. Nineteen wells exploit eight confined aquifers of the low plain and the remaining well exploits the unconfined aquifer of the high plain. Unless three wells located inside the Grado lagoon, age versus depth of the remaining wells exhibits an increase of the age with the depth of the aquifer. The increasing time of residence of the water in the hydrologic circuit may derive from a decreasing permeability or from an increasing of the length of the hydrologic circuit.

Key terms: Friuli alluvial plain, Radiocarbon isotope, Age versus aquifer's depth

Collected data

The isotope composition of Hydrogen (δD) and Oxygen ($\delta^{18}O$) of the water of 36 wells of the Friuli low alluvial plain, of a well of the Friuli high alluvial plain and of 17 surface water bodies collected in March 2007 are reported in a previous paper (Martelli et al, 2007). Even the radiocarbon analysis of the water of three wells, labelled 15, 21, 24, collected during the same month are reported by MARTELLI et al (2007).

In order to evaluate the residence time of underground water in the multiaquifer system of the Friuli low alluvial plain we have also collected, during the year 2007, samples of water from 19 artesian wells located South and 1 well located North of the spring belt to analyze the radiocarbon isotope content (Figure 1). Only the wells labelled 128, 64, 65 (Pocenia village) are new; remaining wells were sampled also for δD and $\delta^{18}O$ content.



Figure 1 – Wells sampling sites for radiocarbon dating in the High and Low Friuli Plain

Table 1 – Location and depth of wells sampled for radiocarbon isotope content. (Fr = unconfined aquifer; A – H = confined aquifers).

Village	Longitude	Latitude	Depth (m)	Ground level (m asl)	Filters depth (m bsl)	Aquifer	Sample label	Month of sample
Campoformido	2380954	5099831	100	93,0	7,0	Fr	37	November
Pocenia	2372899	5078136	75	7,7	67,3	A	128	November
Pocenia	2372412	5076925	125	7,0	118,0	B	64	November
Pocenia	2373869	5081955	162	11,8	150,2	C	65	November
Teor	2371089	5075903	160	2,2	157,8	D	127	November
Precenticco	2370589	5072264	200	1,4	198,6	E	25	November
Grado	2388791	5065584	180	0,0	180,0	E	29	November
Aquileia	2394111	5066970	220	2,5	217,5	F	2	November
Carlino	2378441	5070120	240	0,9	239,1	F	14	November
Grado	2392840	5061072	220	0,0	220,0	F	31	November
Ronchis	2364375	5074517	275	6,8	268,2	G	4	November
Ronchis	2364165	5074845	270	6,0	264,0	G	6	November
Latisana	2368330	5064627	270	0,2	269,8	G	23	November
Grado	2391314	5063248	270	0,0	270,0	G	30	November
Palazzolo	2368830	5076343	370	6,7	363,3	H	11	November
Latisana	2368587	5063302	509	1,1	507,9	H	20	November
Lignano	2369530	5058015	500	4,0	496,0	H	21	November
Latisana	2369924	5062012	600	2,0	598,0	H	32	November
Marano Lag.	2377112	5069389	360	1,0	359,0	H	15	March
Latisana	2368309	5064660	525	0,2	524,8	H	24	March
Lignano	2369530	5058015	500	4,0	496,0	H	21	March

The spring belt is the surface divide of the high alluvial plain, characterized by a single unconfined aquifer, from the low alluvial plain, characterized by a system of eight or more confined aquifers. The main groundwater flow direction at regional scale is NW – SE (MARTELLI, GRANATI, 2007).

Three wells, labelled 15, 21 and 24, were sampled in March 2007, whereas 17 wells, labelled 37, 128, 64, 66, 127, 25, 29, 2, 14, 31, 4, 6, 23, 30, 11, 20, 32, were sampled during November 2007; in the same month a second sample was collected from well 21.

Nineteen wells exploit eight confined aquifers (A – H) of the low plain and the well labelled 37 exploits the unconfined aquifer of the high plain (Table 1).

Data processing

Radiocarbon isotope content of groundwater samples has been evaluated by the Hydroisotop GmbH laboratory equipe (ref. Dr. Lorenz Eichinger), in Schweitenkirchen (D). The analyses on water samples began in December 2007 and ended in April 2008. Carbon-13 ($\delta^{13}\text{C}$ -DIC, in ‰) precipitation has been determined through isotope ratio mass spectrometry (IRMS) and it has been related to VPDB-Std ($\pm 0,3$ ‰). Carbon-14 (^{14}C -DIC) has been evaluated by accelerator mass spectrometry (AMS) and it has been measured in %-modern (100%-modern = 0,226 Bq/g carbon).

Samples' ages has been estimated on the basis of ^{14}C and $\delta^{13}\text{C}$ data, as well as bottom well depth, alkalinity, pH and temperature values. Concerning the last three parameters, data coming from ARPA monitoring network has been used for the samples coming from the shallow aquifers (labelled 128-Aquifer A, 64-Aquifer B, 62-Aquifer C, 127-Aquifer D).

Results of analysis and uncorrected ages are reported in Table 2, whereas the ages corrected as suggested by

several authors are reported in Table 3.

As in the previous paper we use the mean of ages calculated from INGERSON & PEARSON (1964) and Mook (1980) methods (Table 4).

The mean of the ages calculated according to all reported methods shows a large dispersion, and perhaps it seems to be not more significant than the mean of Ingerson & Pearson (1964) and Mook (1980) ages, that are representative of corrected age range (Figure 2).

Table 2 - Results of analysis and uncorrected ages

Aquifer	Sample	Analyse			Uncorrected age (years)
		A ¹⁴ C (pccm)	Error	d ¹³ C (‰)	
F	37	79,7	1,1	-11,10	1.876
A	128	19,7	0,5	-12,30	13.729
B	64	26,3	0,7	-9,60	11.041
C	65	46,6	0,8	-8,00	6.312
D	127	27,0	0,5	-11,40	10.824
E	25	18,3	0,5	-11,80	14.040
E	29	0,7	0,2	-8,70	41.020
F	2	25,3	0,5	-11,30	11.362
F	14	7,0	0,3	-11,60	21.984
F	31	1,8	0,2	-10,10	33.212
G	4	20,4	0,5	-10,30	13.142
G	6	80,9	1,0	-8,90	1.752
G	23	4,8	0,3	-9,40	25.103
G	30	9,3	0,3	-11,10	19.635
H	11	12,7	0,3	-10,40	17.060
H	20	2,2	0,2	-5,20	31.553
H	21	1,0	0,2	-8,10	38.071
H	32	0,8	0,2	-8,09	39.916
H	15	9,6	0,3	-10,80	19.373
H	24	15,1	0,4	-10,00	15.629
H	21	2,2	0,2	-7,05	31.553

The comparison of corrected ages of the two samples collected from the well 21 shows that the sample collected in March exhibits a younger age with regard to the sample collected in November. The ratio between the two ages is comprised in the range of 1.24 – 1.36, consequently we prefer not to use together the ages of the samples collected in March and in November for analyze ages versus depth of aquifers.

Table 3 - Ages corrected as suggested by TAMERS (1975), INGERSON & PEARSON (1964), MOOK (1980), FONTES AND GARNIER (1979, 1985), GONFIANTINI (1984), EVANS (1983), EICHINGER (1981); HUBERT & OLIVE (1995).

Sample	Raw age (years)	Ages rectified according to the different models of correction of the initial Activity A ₀ (an)								
		Tamers	Pearson	Mook	Fontes et Garnier	Fontes et Garnier eq.	Gonfiantini	Evans	Eichinger	Olive
37	1.876	0	0	1.463	0	2.560	1.594	0	0	0
128	13.729	9.363	9.710	13.768	9.945	15.617	14.101	9.591	9.299	7.695
64	11.041	7.009	4.974	8.932	4.931	12.274	9.350	4.772	4.161	5.345
65	6.312	1.984	0	3.165	0	5.502	3.136	0	0	316
127	10.824	6.315	6.177	10.485	6.175	11.899	10.687	6.066	5.726	4.643
25	14.040	11.254	9.678	12.277	9.622	19.051	13.669	9.447	8.569	9.594
29	41.020	36.135	34.138	38.546	34.017	37.689	37.558	33.436	33.439	34.350
2	11.362	6.543	6.642	10.860	6.704	10.996	10.695	6.406	6.222	4.831
14	21.984	17.090	17.481	21.609	17.709	21.453	21.393	17.220	17.086	15.290
31	33.212	28.277	27.564	31.863	27.534	31.261	31.339	27.168	27.078	25.721
4	13.142	8.337	7.656	11.678	7.620	11.537	11.141	7.165	7.140	6.627
6	1.752	0	0	0	0	2.736	0	0	0	0
23	25.103	21.655	18.861	22.192	18.772	27.651	22.996	18.559	17.550	19.994
30	19.635	16.412	14.768	17.778	14.710	23.403	18.760	14.505	13.762	14.751
11	17.060	12.359	11.654	15.921	11.632	16.446	15.720	11.380	11.157	10.674
20	31.553	26.643	20.417	26.339	19.673	24.216	23.280	18.068	18.251	24.740
21	38.071	33.146	30.599	35.156	30.421	33.829	33.874	29.715	29.784	31.057
32	39.916	35.556	32.433	36.559	32.142	37.704	35.323	31.285	31.127	33.885
15	19.373	14.544	14.279	18.382	14.268	18.326	18.036	13.926	13.825	12.825
24	15.629	10.731	9.898	14.031	9.854	13.440	13.378	9.377	9.374	8.909
21	31.553	26.627	22.933	27.873	22.653	26.251	26.208	21.827	21.892	24.521

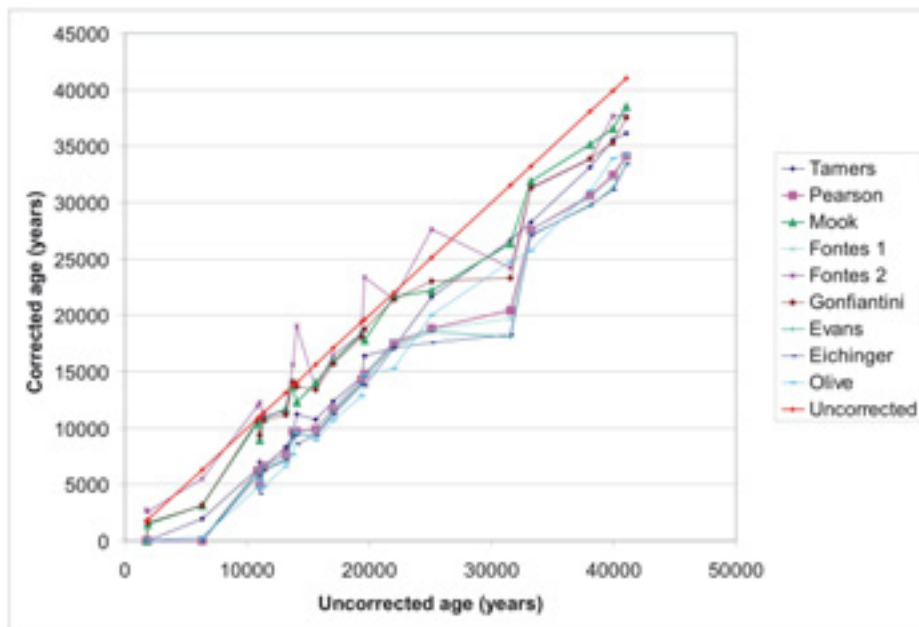


Figure 2 – Comparison of ¹⁴C correction models for sampled groundwaters.

For this reason the Figures 3, 4, 5 show ages versus depth of the exploited aquifers only for the samples collected in November. For two wells (6, 65) the results suggest a mixture of water coming from confined and unconfined aquifers, and then these wells are not considered in the following analysis.

If we consider the location of the sampled wells, some regularity becomes evident. We can consider separately (a) the wells located near the lagoon (wells 14, 20, 23, 32), (b) the wells located inside the lagoon (wells 29, 30, 31), and (c) the well labeled 2 located South East of

Aquileia.

Age versus depth of the remaining wells exhibits a regular increase of the age with the depth (Figure 3). Also the wells (a) exhibits a similar trend, but with a decreasing angular coefficient (Figure 4); on the contrary the three wells located inside the lagoon exhibit (Figure 5) an opposite trend: the age decrease with the depth.

The ratio age/depth of the well 2 located South West of Aquileia is anomalous; in order to understand the meaning of this value it is necessary to collect more data.

Table 4 – Statistic parameters

Sample	Means of corrected ages	Means of corrected ages by INGERSON & PEARSON (1964) and MOOK (1980)	Standard deviations related to the whole range of corrected ages
37	624	732	982,89
128	11010	11739	2735,22
64	6861	6953	2762,39
127	7575	8331	2660,84
25	11462	10977	3272,26
29	35479	36342	2018,22
2	7767	8751	2380,13
14	18481	19545	2354,49
31	28645	29714	2241,21
4	8767	9667	2070,92
30	16539	16273	3064,42
23	20914	20527	3130,82
24	10999	11965	2032,35
11	12994	13787	2327,41
15	15379	16330	2206,59
20	22403	23378	3361,76
21	31953	32877	2049,04
32	34002	34496	2397,53

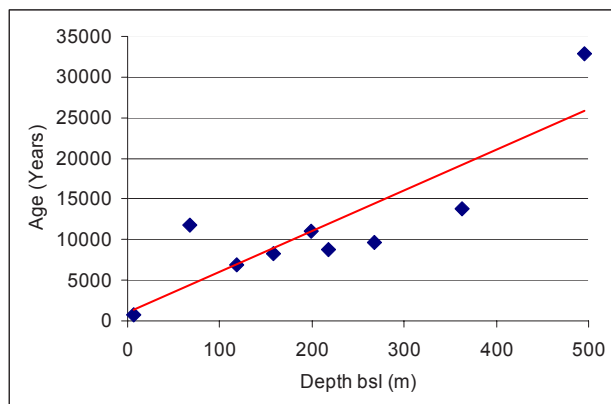


Figure 3 – Age (mean from Ingerson & Pearson, 1964 and Mook, 1980) versus filters depth of sampled wells.

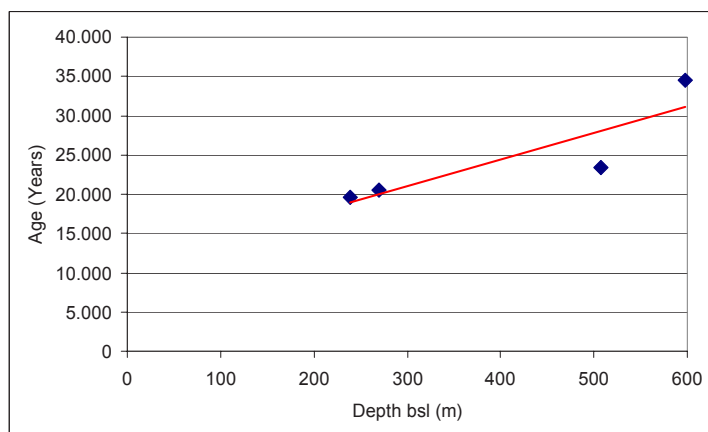


Figure 4– Age (mean from Ingerson & Pearson, 1964 and Mook, 1980) versus filters depth of the wells near the lagoon.

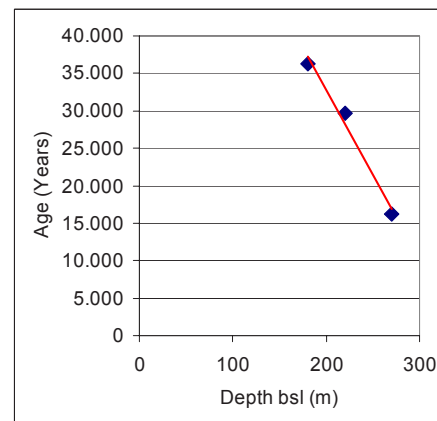


Figure 5– Age (mean from Pearson, 1964 and Mook, 1980) versus depth of the filters wells located inside the lagoon.

Discussion

Four points must be discussed:

- different age of the two samples collected in March and in November from the well 21;
- increasing age with the depth;
- different angular coefficient for the wells located near the lagoon;
- opposite trend for the wells located inside the lagoon.

Well 21. From the result of the analysis of a single well it is not possible to extrapolate reasonable conclusion; if the results of the dating of the two samples are not affected by measurement error, it is only possible to state that the different age do not derive from the exploitation of the aquifers. Nevertheless, if analogous results obtained by dating samples collected from all the 20 wells, these results may be correlate with the process of recharge of the aquifers. This problem will be discussed in the future after new analysis.

Age versus depth. The increasing age with the depth is correlated with an increase of the residence time of the water in the hydrologic circuit with the depth of the aquifer.

If all the confined aquifers should be recharged from the unconfined aquifer of the high alluvial plain, we could try to evaluate the residence time of the water in the hydrologic circuit, from high alluvial plain to the wells, in terms of length of the different circuits for different aquifers or in term of different hydraulic conductivity of the different aquifers. It is simple to demonstrate by means of a hydrostratigraphic section that the differences of length of circuit give a contribution near equal to zero to the determination of the differences of age. Nevertheless differences of velocity not exceeding three meters per year are enough for justify the measured difference in age.

If we consider the entire hydrologic circuit,

from Alps to the wells, the contribution of different lengths of the circuits becomes more significant, as stated in the previous work (MARTELLI et al, 2007)

Age versus depth for the wells near lagoon. A lower angular coefficient for the trend line in the age versus depth for the wells located near the lagoon reduce to 2 meters per year the interval of velocities necessary to determine the measured differences in age. The wells exhibit high values of age, and so the reduction of the interval of velocities may be obtained only with a reduction of the velocity in the uppermost layers. On the basis of few measures it is not convenient to indicate a cause, but it is impossible to forget that these wells are

located near the coast, and the fresh water – saline water relation may be one of the cause of the observed trend.

Well inside the lagoon. The trend in the age versus depth for the three wells located inside the lagoon requires a confirmation by means of new measures, and so this problem will be discussed in future after a collection of new data.

Acknowledgement

We acknowledge C. Roda and G. M. Zuppi for the useful criticism.

Bibliography

- Eichinger L. (1981). Age determination of groundwater by means of carbon-14: measurement and interpretation of groundwaters of the Frankonian Alb-foreland). PhD Thesis, University of Munich
- Evans G.V. (1983). Tracer techniques in hydrology. *Int. J. Appl. Radiat. & Isotopes*. Vol. 34, no. 1, pp. 451-475.
- Fontes J.Ch. (1985). Some considerations on groundwater dating using environmental isotopes. In "Keynote Papers", IAH Congress 18th, part 1. Hydrogeology in the Service of Man, Kenilworth, United Kingdom, International Association of Hydrogeologists, 118-154.
- Fontes J.Ch., Garnier J.M. (1979). Determination of the initial ¹⁴C activity of the dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research*, 15, 399-413.
- Gonfiantini R. (1984). Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. Report of Advisory Group, Vienna.
- Hubert P., Olive Ph. (1995). Modelisation par une loi gamma de la distribution des temps de sejour de l'eau dans le systèmes hydrologique en régime permanent. *Tracer Technologies for Hydrological Systems, IAHS*, 229, 211-217.
- Ingerson E., Pearson F.J. (1964). Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ¹⁴C method. In "Recent Researches in the Field of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry", ed. Y.Miyake and T.Koyama, Tokyo, Maruzen, 263 -268.
- Martelli G., Granati C. (2007). Lithostratigraphical and Hydrogeological Characteristics of the Aquifers of the Low Friuli Plain and Sustainability of Groundwaters Extractions. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVI*, pp. 241-266.
- Martelli G., Granati C., Toscani L., Iacumin P., Selmo E. (2007). Risultati preliminari delle indagini isotopiche svolte sulle acque delle falde profonde della Bassa Pianura Friulana. *Giornale di Geologia Applicata*, Vol. 6, pp 93-101.
- Mook W.G. (1980). *Geochemistry*. Ed. P.Fritz and J.C.Fontes, Amsterdam, Elsevier, vol.1, 50-74.
- Tamers M.A. (1975). The validity of radiocarbon dates on groundwater. *Geophysical Survey*, 2, 217-239.

Osservazioni preliminari sull'età dell'acqua degli acquiferi confinati della pianura friulana

Grazia Martelli, Cristina Granati

Termini chiave: Pianura friulana, Radiocarbonio, Relazione tra età e quota degli acquiferi

In un precedente lavoro (Martelli et alii, 2007) sono state riportate le composizioni isotopiche dell'Idrogeno (δD) e dell'Ossigeno ($\delta^{18}O$) di campioni, prelevati nel mese di marzo 2007, di acqua provenienti da 36 pozzi della Bassa Pianura Friulana (BPF), di un pozzo dell'Alta Pianura Friulana (APF) e di 17 campioni di acque superficiali. In questo lavoro sono riportati i risultati delle datazioni mediante radiocarbonio di campioni di acqua, prelevati nel novembre 2007, di 19 pozzi della BPF e di un pozzo dell'APF. La datazione mediante radiocarbonio è stata eseguita anche su campioni di acqua prelevati nel mese di marzo 2007 da tre pozzi, uno dei quali campionato anche nel mese di novembre. Le datazioni sono state eseguite presso il laboratorio Hydroisotop GmbH, del Dr. Lorenz Eichinger.

Le età così determinate sono state corrette utilizzando le formule proposte da vari autori (Tabella 3). Sono state

quindi prese in considerazione le età calcolate con i metodi di INGERSON & PEARSON (1964) e MOOK (1980), che rappresentano, per quasi tutti i campioni, i valori minimo e massimo; le età così determinate sono state mediate e questi valori medi sono stati confrontati con le quote dei relativi acquiferi.

I due campioni di acqua provenienti dallo stesso pozzo e prelevati rispettivamente a marzo e a novembre hanno fornito una differenza di circa 5.500 anni, differenza che dovrà essere verificata mediante analisi ripetute su altri pozzi. Le età di due campioni sono probabilmente il risultato di mescolamento di acqua di un acquifero confinato e dell'acquifero freatico.

Per gli altri pozzi, con l'eccezione di tre pozzi ubicati all'interno della laguna di Grado, si osserva un aumento dell'età con la profondità dell'acquifero. Questa relazione può essere il risultato di una differente lunghezza del

circuito idraulico per i diversi acquiferi, come ipotizzato in precedenza sulla base del risultato delle analisi delle composizioni isotopiche dell'Idrogeno (δD) e dell'Ossigeno ($\delta^{18}O$). E' tuttavia opportuno osservare che un analogo risultato può essere ottenuto con modeste differenze di conducibilità idraulica dei diversi acquiferi.

Le età determinate per i campioni di acqua provenienti dai tre pozzi ubicati all'interno della laguna mostrano una relazione con la profondità degli acquiferi opposta a quella qui sopra illustrata: età più recente per gli acquiferi più profondi. Questo risultato richiede una verifica con misure su campioni prelevati da altri pozzi.

Indici

Indice degli Autori

Bonavenia Claudio 51
Cambi Costanza 69
Carieri Guido 59
Carobene Luigi 31
Cevasco Andrea 59
Cevasco Andrea 31
Critelli Salvatore 13

De Luca Domenico Antonio 3
Di Matteo Lucio 51
Dragoni Walter 51
Federico Matteo 13
Granati Cristina 77
Letto Fabio 13

Maifredi Pietro 59
Martelli Grazia 77
Menegon Alan 3
Pieroni Elena 59
Poli Paolo 59
Prosperini Nicoletta 69
Vinti Giuseppe 69

Indice dei termini chiave

Acque sotterranee 3
Acquiferi 3
Calabria 13
Corpo idrico superficiale 51
Crotone 13
Deformazione gravitativa profonda di versante 31
Dinamica costiera 13
Discariche 59
Flusso 3

Interazioni pozzi-fiumi 51
Interazioni pozzi-laghi 51
Limite di ritiro 69
Metodo con cera 69
Metodo con mercurio 69
Modelli numerici 51
Morfologia costiera 13
Penetrometrie dinamiche 59
Pianura friulana 77
Pliocene 31
Pozzi multifalda 3

Proprietà geotecniche 59
Quaternario 31
Radiocarbonio 77
Relazione tra età e quota degli acquiferi 77
Rifiuti speciali 59
Sismicità 31
Terrazzi marini 31
Tettonica plio-quaternaria 31

Key terms index

Age versus aquifer's depth 77
Aquifers 3
Calabria 13
Coastal dynamics 13
Coastal morphology 13
Crotone 13
Dynamic probing 59
Flow 3
Friuli alluvial plain 77

Geotechnical properties 59
Groundwater 3
Lake depletion 51
Landfill 59
Marine terraces 31
Mercury method 69
Multiaquifer wells 3
Numerical modeling 51
Pliocene 31

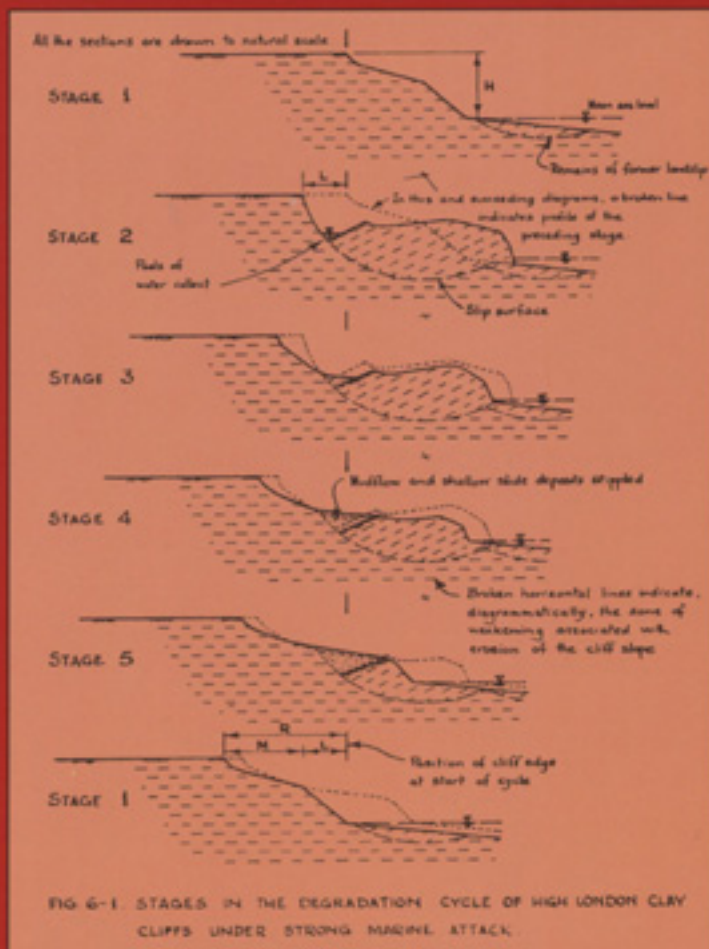
Plio-quaternary tectonics 31
Quaternary 31
Radiocarbon isotope 77
Seismicity 31
Shrinkage limit 69
Special waste 59
Stream depletion 51
Surface water bodies 51
Wax method 69



AIGA
Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale

Selected Papers on Engineering Geology and Geotechnics

by J.N. Hutchinson FREng



Media
print
editore

Euro 48 più spese di spedizione. Per ordinare il volume: <http://sga-storiageo.it>

Selected Papers on Engineering Geology and Geotechnics

by

J. N. Hutchinson, FREng

The idea of publishing a volume of papers selected from J.N. Hutchinson's *oeuvre* was born with the aim of making more accessible to students and researchers the significant results he has obtained in the field of the geotechnical characterization of geological bodies and slope stabilization.

In furtherance of this objective, twenty of his papers have been chosen from the current total of 115. The choice has been made partly on the technical interest of the paper and partly with regard to its ease of accessibility (Papers published in *Geotechnique* and in the *Quarterly Journal of Engineering Geology* are thus not included).

The works chosen include the classification of landslides, the study and evaluation of methods of landslide hazard assessment and stabilisation, the interpretation of relict periglacial mass movements, the evolution of gravitational processes in coastal cliffs, both eroding and abandoned, and the study of flexural slip.

Contents

Prefazione

Preface

J. N. Hutchinson: Chronology

Commentary

The Selected Papers 1

Large scale field shear box tests on quick clay (1962)

Introductory Notes (Handout) for the Informal Discussion on Landslips at the International Society for Soil Mechanics & Foundation Engineering meeting on 9 October, 1963, at the Institution of Civil Engineers, London (Original in ICE Library)

The free degradation of London Clay cliffs (1967)

Mass movement (1968)

Field and laboratory studies of a fall in Upper chalk cliffs at Joss Bay, Isle of Thanet (1972)

The response of London Clay cliffs to differing rates of toe erosion (1973)

An influence line approach to the stabilisation of slopes by cut and fills (1984)

Landslides in Britain and their countermeasures (1984)

Landslides at Calitri, southern Apennines, reactivated by earthquake of 23 November 1980 (1985)

A sliding-consolidation model for flow slides (1986)

Mechanisms producing large displacements in landslides on pre-existing shears (1987)

Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology (1988)

Periglacial and slope processes (1991)

Investigations of the landslides at St Catherine's Point, Isle of Wight (1991)

Landslide hazard assessment (1995)

The significance of tectonically produced pre-existing shears (1995)

Camberfing and valley bulging, periglacial solifluction and Late-glacial Coleoptera at Dowdeswell, near Cheltenham (2002)

Analyses of the morphological changes with the time, through denudation & siltation, in ditches of trapezoidal and triangular section (2003)

Review of flow-like mass movements in granular and fine-grained materials (2004)

Massive rock slope failure: perspectives and retrospectives on State-of-the- Art (2006)

Bibliography

Euro 48 + postage. Order to: <http://sga-storiageo.it>



Dallo statuto della Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale (AIGA)

Art. 2

L'A.I.G.A. è un'associazione scientifica senza fini di lucro.

L'Associazione ha per scopo:

- a. promozione, svolgimento, coordinamento e diffusione di studi e ricerche di base ed applicate su tematiche di Geologia Applicata (dal rilevamento geologico-tecnico alla geologia tecnica, dalla idrogeologia alla geofisica applicata, dalla pianificazione e gestione delle georisorse, compresa quella idrica, alla protezione dell'ambiente e del territorio, dallo studio dei rischi geologici, agli interventi per la loro mitigazione, ecc.);
- b. promozione e presentazione, ad istituzioni ed enti pubblici e privati, di studi e proposte di provvedimenti relativamente a problemi generali e locali riguardanti la Geologia Applicata e Ambientale;
- c. promozione di iniziative atte a favorire la creazione in Italia di Centri di Studio e di Ricerca in ramo geologico applicativo;
- d. collegamento e corrispondenza con associazioni ed istituzioni scientifiche sia nazionali, sia internazionali che raccolgono ricercatori e studiosi nei settori di interesse della Geologia Applicata e Ambientale;
- e. informazione in merito a progetti, programmi di ricerca, studi, risultati di lavori, calendari di manifestazioni (congressi, seminari, corsi di perfezionamento, ecc.) nazionali ed internazionali, riguardanti la Geologia Applicata e Ambientale;
- f. promozione di scambi culturali e collaborazioni, anche attraverso rapporti di confederazione, con istituzioni, associazioni scientifiche e tecniche, anche di settori diversi, con il fine di garantire la presenza della specifica cultura geologico-applicativa nei problemi relativi allo studio e gestione del territorio e dell'ambiente;
- g. collegamento con le università, gli Istituti Scientifici per il perfezionamento, la specializzazione e l'aggiornamento e per favorire l'orientamento delle attività formative accademiche verso le moderne esigenze della società nei riguardi della Geologia Applicata e Ambientale;
- h. promozione di iniziative nel campo delle norme, raccomandazioni, linee guida, allo scopo di renderle più efficaci dal punto di vista geologico-applicato e ambientale ed aderenti alle moderne esigenze, anche con riferimento alle normative straniere.

Per favorire lo svolgimento degli scopi elencati, l'A.I.G.A.:

- promuove ed organizza congressi, convegni ed altri incontri scientifici, sia a carattere nazionale, sia a carattere internazionale;
- costituisce direttamente, o partecipa, a commissioni di studio su problemi generali e locali;
- fornisce, a richiesta, la propria consulenza a Ministeri, Enti, Comitati e Commissioni anche a carattere interdisciplinare;
- promuove la pubblicazione e la diffusione di risultati delle ricerche a carattere geologico applicativo e ambientale.



Modulo di iscrizione all'Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale (AIGA)

La/Il sottoscritta/o _____, nata/o a _____, il
_____ residente in Via/piazza _____ n° _____,
comune _____ provincia _____, CAP _____,
Telefono: _____, Cellulare: _____ E-mail: _____
Ente di appartenenza _____

chiede di essere iscritta/o all'Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale (AIGA) in qualità di:

- SOCIO ORDINARIO:** quota minima annuale: € 60,00 – comprensiva dell'abbonamento a **Giornale di Geologia Applicata e Italian Journal of Engineering Geology and Environment,**
- SOCIO JUNIORES** (Dottorandi di ricerca, Assegnisti e Borsisti): quota minima annuale: € 20,00 – comprensiva dell'abbonamento a **Giornale di Geologia Applicata e Italian Journal of Engineering Geology and Environment,**
- SOCIO SOSTENITORE:** quota minima annuale: € 155,00 - comprensiva dell'abbonamento a **Giornale di Geologia Applicata e Italian Journal of Engineering Geology and Environment,.**

A tal fine allega il proprio *curriculum* tecnico-scientifico.*

Il presente modulo ed il *curriculum* devono essere compilati e spediti via fax (075 5853756) o e-mail (aigaa@tiscalinet.it), indicando in oggetto la dicitura: *domanda d'iscrizione, nome e cognome del richiedente.*

Il richiedente, una volta ricevuta l'ammissione all'iscrizione da parte del Consiglio Direttivo dell'AIGA, è tenuto a versare la quota d'iscrizione sul conto corrente BancoPosta Iban: **IT56 X076 0103 2000 0001 6735 011** intestato a:

Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale - AIGA, Corso d'Italia 102, 00198 Roma

Il pagamento è esente da I.V.A. (Art. 1 e 4 del 26/10/72 n. 633 – trattasi di Società non imprenditoriale e non avente scopi commerciali).

Il Socio dichiara di accettare il trattamento dei dati personali da parte dell'AIGA, secondo le specifiche del D.L. 30 giugno 2003 n. 196 ("Codice in materia di protezione dei dati personali") e secondo le finalità dell'Associazione medesima.

Data _____

Firma _____

Note per gli autori

Lingua. La lingua ufficiale della rivista è l'Italiano, ma sono benvenuti anche lavori in Inglese e, occasionalmente, si accettano anche lavori nelle altre lingue più diffuse della Unione Europea (Francese, Spagnolo, Tedesco). Tutti gli articoli devono essere preceduti da un riassunto in Inglese (Abstract), a sua volta preceduto dal titolo dell'articolo tradotto in Inglese. Le didascalie delle Figure e delle Tabelle, nella lingua originale dell'articolo, devono avere anche la traduzione in Inglese. Dopo l'Abstract in Inglese, ogni articolo in lingua diversa dall'Inglese inizierà con un riassunto nella lingua dell'articolo.

Invio del manoscritto. Ogni manoscritto proposto per la stampa dovrà essere inviato al seguente indirizzo di posta elettronica: gionale@geitalia.org. I manoscritti saranno revisionati da almeno due revisori. Gli autori sono invitati a segnalare i nomi di studiosi che potrebbero revisionare il manoscritto, senza che questo costituisca un impegno per la rivista. La politica della rivista per la revisione dei manoscritti prevede che il nome dei revisori non sia segreto, salvo il caso di specifica richiesta da parte dei revisori stessi. L'invio di un manoscritto alla rivista significa che lo stesso rappresenta un'opera di ingegno originale degli autori, che il manoscritto non è stato pubblicato in precedenza e che non è stato inviato contemporaneamente ad altre riviste.

Preparazione del manoscritto. Il manoscritto deve essere preparato con un word processor, con interlinea doppia, in una sola colonna e con ampi margini. L'Abstract in Inglese non deve superare le 150 parole, deve essere formato da un unico paragrafo, non deve contenere citazioni bibliografiche e neppure riferimenti al testo. L'Abstract deve essere considerato come un testo autosufficiente, che può essere diffuso anche separatamente dall'articolo. Il riassunto nella lingua originale dell'articolo può essere più lungo, senza tuttavia superare le 500 parole.

Gli autori sono invitati ad utilizzare la terminologia della IUGS e le unità di misura S.I.

La prima pagina dovrà contenere il titolo dell'articolo il nome (per esteso) ed il cognome degli autori, il nome dell'Istituzione di appartenenza e l'indirizzo e-mail di ogni autore, l'Abstract in Inglese. Dovrà essere inoltre indicato a quale degli autori deve essere inviata la corrispondenza relativa all'articolo (autore corrispondente) e, per quest'ultimo dovrà essere indicato anche l'indirizzo postale e il numero del Fax. Dalla seconda pagina in poi troverà posto il riassunto nella lingua dell'articolo ed il testo dell'articolo. Non utilizzare per il titolo del lavoro il carattere tutto maiuscolo.

Le didascalie delle Figure e delle Tabelle e la Bibliografia dovranno trovare posto in pagine separate da quelle del testo.

Citazioni bibliografiche. Nel testo, le citazioni bibliografiche possono avere due forme: (a) tra parentesi rotonda il cognome (o i cognomi) dell'autore, seguito da una virgola e dall'anno di pubblicazione dell'articolo, (b) il cognome dell'autore (o degli autori) seguito dall'anno di pubblicazione tra parentesi rotonda. Non utilizzare per le citazioni nel testo il maiuscoletto o il carattere tutto maiuscolo. L'espressione *et alii* è preferita a quella *et al.* Tutte le citazioni nel testo devono trovare corrispondenza nella Bibliografia e viceversa.

Tabelle. Le Tabelle devono essere compilate in fogli separati e devono essere numerate secondo la loro successione nel testo. Le Tabelle potranno essere accompagnate da una didascalia esplicativa del contenuto. Nel testo si dovranno trovare riferimenti a tutte le Tabelle, nella forma: Tabella 1, Tabella 2 ecc.

Figure. Tutte le Figure devono essere numerate secondo la loro posizione nel testo, nel quale si devono trovare riferimenti a tutte le Figure, nella forma: Figura 1, Figura 2 ecc.

Le scritte presenti nei disegni devono avere dimensioni adeguate, e comunque devono essere leggibili anche dopo l'eventuale riduzione della dimensione del disegno. Nel preparare i disegni sarà necessario tenere conto del formato della pagina di stampa.

Le fotografie devono essere di buona qualità, in modo da essere leggibili anche nella stampa.

Gli autori che rivogliono indietro gli originali delle Figure devono comunicarlo al momento dell'invio del lavoro o, al più tardi, quando restituiscono le bozze.

Bibliografia. I riferimenti bibliografici devono essere riportati in ordine alfabetico, utilizzando il carattere normale, cioè senza maiuscoletto, tutto maiuscolo, corsivo o grassetto. La forma deve essere la seguente: "Cognome, N., 2005. Titolo dell'articolo per esteso. Nome della rivista 24 (2), 234-251". Gli ultimi numeri rappresentano: il numero del volume, (il numero del fascicolo, se è necessario), le pagine iniziale e finale dell'articolo.

Testo finale per la stampa. Completato il processo di revisione, gli autori dovranno redigere il testo finale per la stampa in forma elettronica e con le seguenti modalità. Il manoscritto dovrà essere suddiviso in differenti files, contenenti rispettivamente: (a) Titolo, Autori, Titolo in Inglese ed Abstract; (b) Riassunto e Testo; (c) Didascalie delle Figure e delle Tabelle; (d) Bibliografia; (e) Tabelle; (f) Figure (eventualmente). Ogni file deve avere un nome che permetta di riconoscere facilmente il contenuto del file.

Il testo deve essere in una sola colonna, con interlinea singola, non giustificato a destra, senza spaziatura alla fine dei paragrafi e con il minimo di formattazione automatica.

Bozze. Sarà predisposta una sola serie di bozze, che saranno inviate all'autore corrispondente per essere controllate prima della stampa. E' necessario che gli autori non facciano sulle bozze correzioni che consistono in una modifica del testo accettato per la stampa.

Estratti. Di ogni articolo saranno predisposti 25 estratti gratuiti. Ulteriori copie degli estratti devono essere ordinate, a pagamento, in occasione della restituzione delle bozze.

Contributo per la stampa. L'Aiga richiede agli autori un contributo per la stampa pari a 18 Euro per ogni facciata del lavoro.

