

P. FRANCALANCI (*), G. GABBANI (**), E. NERONI (*), G. PRANZINI (**)

RICOSTRUZIONE DEI DEPOSITI ALLUVIONALI DEL VALDARNO SUPERIORE ARETINO (***)

Riassunto — La principale falda acquifera del Valdarno Superiore, sfruttata per usi acquedottistici, irrigui e industriali, si trova nei depositi alluvionali recenti del fondo valle.

Questi depositi sono stati ricostruiti in dettaglio, relativamente alla parte aretina del Valdarno, per mezzo delle litostratigrafie di 26 pozzi perforati e di 176 sondaggi geoelettrici appositamente eseguiti.

Vengono presentate carte con isobate e isopache dei due principali orizzonti, quello sabbioso-limoso superficiale e quello ghiaioso che contiene la falda. Sono state inoltre elaborate la carta con la resistività elettrica del substrato lacustre, la quale ne evidenzia le differenze litologiche, e la carta con resistività trasversale delle ghiaie, parametro che fornisce buone indicazioni sulla trasmissività dell'acquifero.

Abstract — *Reconstruction of the alluvial deposits of the Upper Valdarno by means of electrical soundings.* The main aquifer of the Upper Valdarno Basin is in the recent alluvial deposits. It supplies civil aqueducts, industries, and agriculture.

The deposits are gravels and sands, and reach a maximum thickness of 15 metres. A sandy-silty layer (1-6 metres) covers the aquifer.

A thorough reconstruction of the alluvial sediments has been made, using lithostratigraphic columns from 26 wells, and 176 electrical soundings. Six maps have been prepared, which show:

- the morphology of the bottom of the alluvial deposits;
- the electrical resistivity of the substratum. The substratum is lacustrine clay, though in the middle part of the area studied the relatively high resistivity values indicate that sandy layers are present;
- the morphology of the top of the aquifer, which reveals the most recent courses the Arno River followed, prior to its being straightened;
- the thickness of the aquifer;
- the transversal resistivity (thickness-resistivity) of the aquifer, which is strictly related to hydraulic transmissivity;
- the thickness of the sandy-silty superficial layer. Differences in its thickness and lithology allow areas with different groundwater vulnerabilities to be distinguished.

Key words — Subsurface geology, Alluvial deposits, Geoelectrical soundings, Upper Valdarno, Tuscany.

(*) Geologo, collaboratore esterno del Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Firenze.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Firenze.

(***) Ricerca finanziata con il contributo M.P.I. 60% (Responsabile G. Gabbani).

PREMESSA

L'area pianeggiante corrispondente ai depositi alluvionali dell'Arno costituisce la parte di maggiore importanza economica del Valdarno Superiore. La morfologia favorevole e la costruzione delle maggiori infrastrutture di comunicazione, l'autostrada del Sole e la ferrovia Firenze-Roma, hanno rappresentato elementi di attrazione per gli insediamenti abitativi e produttivi. Nella stretta fascia di fondovalle si trovano i centri che hanno avuto il maggiore sviluppo (Montevarchi, S. Giovanni, Figline, Rignano), alcune industrie ed un'agricoltura specializzata.

Nel fondovalle si trovano anche le maggiori risorse idriche, costituite dal fiume Arno e dalla falda presente nei sedimenti alluvionali attuali e recenti dell'Arno stesso. La falda è utilizzata da alcuni acquedotti pubblici, dalle industrie e dagli agricoltori, spesso con problemi relativi sia alla quantità della risorsa acqua che alla sua qualità (PRANZINI, 1988). La produttività della falda dipende strettamente dalla natura e dallo spessore dei depositi alluvionali, mentre la natura e lo spessore del terreno che ricopre le ghiaie acquifere sono importanti per la protezione naturale della falda da eventuali inquinanti sparsi in superficie.

Scopo di questo studio è stata la precisa ricostruzione geometrica e litologica dei depositi alluvionali, ricostruzione che, oltre ad avere un interesse sedimentologico, ha una notevole importanza pratica, in quanto fornisce un quadro di riferimento per ogni intervento di sfruttamento e di protezione della falda. La ricerca è stata effettuata nel tratto di valle compreso fra Levane (Montevarchi) e Restone (Figline), corrispondente praticamente al settore aretino del Valdarno Superiore. I depositi alluvionali sono estesi qui per un'area di circa 19,3 kmq.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO, MORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO

Il Valdarno Superiore è quella parte del bacino dell'Arno che si estende dalla confluenza con il Canale Maestro della Chiana fino alla confluenza con il fiume Sieve (Fig. 1). Esso è diviso amministrativamente fra le province di Arezzo e Firenze. La valle, che ha andamento circa NW-SE, è delimitata a NE dalla dorsale del Pratoma-gno, nella quale vengono superati i 1000 metri di quota, e a SW da quella del Chianti, che non raggiunge gli 800 m. Il fondovalle si sviluppa fra 200 e 100 m.



Fig. 1 - Schema stratigrafico del Valdarno Superiore. 1: Depositi alluvionali recenti ed attuali. 2: Gruppo di Monticello (Pleistocene Medio). 3: Gruppo delle conoidi del Pratignano e del Chianti (Pleistocene Inferiore e Medio). 4: Gruppo di Montevarchi (Pleistocene Inferiore). 5: Gruppo di Castelnuovo dei Sabbioni (Pliocene Inferiore?-Medio). 6: Flysch terziari (Macigno del Chianti a SW e Arenarie del M. Cervarola a NE) con piccoli resti della coltre alloctona delle Liguridi.

Il Valdarno Superiore corrisponde ad un bacino lacustre formatosi nella fase distensiva dell'orogenesi appenninica. Le due dorsali che lo delimitano sono costituite essenzialmente dai flysch terziari, Macigno del Chianti quella sud-occidentale e Arenarie del M. Cervarola quella nord-orientale, con pochi resti della coltre alloctona delle Liguridi. L'età dei sedimenti del bacino è compresa fra il Villafranchiano Inferiore (Pliocene Medio, forse Inferiore) ed il Pleistocene Superiore (AZZAROLI e LAZZERI, 1977).

Un primo bacino lacustre si formò nell'area di S. Giovanni V.no. I depositi di questo primo ciclo fluviolacustre (**Gruppo di Castelnuovo dei Sabbioni**) sono costituiti da materiali di conoide, *Conglomerati e Sabbie di Spedalino*, seguiti da argille lignitifere, *Argille di Meleto* (la lignite xiloide è sfruttata nella centrale Enel di S. Barbara) e poi da sabbie quarzoso-feldspatiche, *Sabbie di S. Donato in Avane*.

Dopo la fase erosiva del Pliocene Superiore, durante il quale i depositi del primo ciclo vennero dislocati (attualmente essi sono inclinati a NE di 20-30°), un più ampio bacino lacustre si formò nel Pleistocene Inferiore (Villafranchiano Superiore).

La successione fluviolacustre di questo secondo ciclo è costituita (ABBATE, 1983) da limi argillosi con sabbie fini ed argille nella parte centrale del bacino (*Limi di Terranuova, Argille del T. Ascione e Formazione del T. Oreno*, unità che formano il **Gruppo di Montevarchi**), da ciottolami e sabbie in facies di conoide presso le dorsali (**Gruppo delle conoidi del Pratomagno e del Chianti**, costituito dalla *Formazione di Borro alle Cave* e dalle *Sabbie del Tasso*).

Nel Pleistocene Medio, mentre in prossimità delle dorsali prosegue la sedimentazione del **Gruppo delle conoidi del Pratomagno e del Chianti** (*Conglomerati di Loro Ciuffenna e Limi del Pian di Tegna*), nella parte sud-orientale del bacino si depositano i materiali fluviali che costituiscono il **Gruppo di Monticello** (MAGI, 1982; BILLI, MAGI e SAGRI, 1987): ciottolami e sabbie (*Conglomerati di Laterina e Sabbie di Levane*), con un livello limoso di chiusura (*Limi di Latereto*).

La successiva fase erosiva, attivata probabilmente dalla cattura delle acque del Valdarno Sup. da parte del Fiume Sieve (BARTOLINI e PRANZINI, 1981) ha portato ad una profonda incisione dei depositi fluvio-lacustri da parte dell'Arno e dei suoi affluenti: il fondo valle è attualmente 100-150 m più basso della superficie di colmamento fluvio-lacustre.

I depositi villafranchiani presentano forme di erosione strettamente legate alla litologia: pareti verticali o quasi nei ciottolami e

sabbie, pareti che retrocedono per crolli successivi; basse colline con deboli pendii nei limi e argille, dove il soliflusso e le frane di colamento rappresentano i principali agenti di modellamento dei versanti. È in questi depositi che sono state trovate le ricche faune, soprattutto i grossi mammiferi, che arricchiscono il Museo di Paleontologia dell'Università di Firenze.

Il fondo valle è ricoperto da una fascia di depositi alluvionali recenti ed attuali, la cui larghezza media è di 1,5 km. Essi sono costituiti da due livelli principali: uno, inferiore, ghiaioso-sabbioso, con scarse lenti di limo e argilla, il cui spessore massimo è di 15 metri; l'altro formato da limo sabbioso e/o argilloso, per uno spessore da 1 a 7 metri. Le ghiaie rappresentano i depositi di canale e di barra, cioè quelli di alveo; i limi corrispondono invece ai depositi di piana alluvionale.

Nel tratto studiato la pendenza media della piana alluvionale è del 2 per mille. L'Arno scorre sulle proprie alluvioni, salvo che nel primo tratto, subito a valle della diga di Levane, dove arriva ad incidere le argille lacustri su cui le alluvioni si appoggiano prevalentemente.

Il letto del fiume si trova 6-8 metri più in basso della piana alluvionale ed ha un tracciato piuttosto rettilineo. Questa situazione è in gran parte dovuta agli interventi antropici, perché la condizione naturale sarebbe quella di un fiume a canali intrecciati e meandri, quale in parte si vede ancora nelle carte dei secoli XVII e XVIII. Gli interventi furono prima limitati a stabilizzare le sponde e a difendere i campi e gli abitati; in seguito, a partire dal Medioevo, furono attuati tagli di meandri e correzioni del tracciato mediante palificate, con lo scopo di acquistare nuovo terreno all'agricoltura e di rendere meno frequenti le esondazioni. Nel Seicento fu costruito un vero argine sulla sinistra dell'Arno, per difendere le città (tutte poste su questo lato) lasciando invece il fiume libero di divagare sul lato destro (PICCARDI, 1956). Il raccorciamento del percorso che risultò dalle rettificazioni produsse un aumento della pendenza, quindi un aumento del potere erosivo del fiume e l'approfondimento dell'alveo. Negli ultimi decenni un altro fattore di erosione dell'alveo è costituito dalle dighe di La Penna e Levane, immediatamente a monte dell'area studiata, che trattengono gran parte del materiale solido trasportato dall'Arno e ne aumentano quindi il potere erosivo a valle.

Come detto precedentemente, i depositi alluvionali rappresentano l'acquifero più importante del Valdarno Superiore. Le ghiaie e

sabbie, che sono appoggiate sui depositi lacustri limoso-argillosi, hanno una buona permeabilità; l'alimentazione è data sia dalle piogge che dalle infiltrazioni nei subalvei dell'Arno e dei suoi affluenti. Non è stato ancora eseguito un censimento completo dei pozzi presenti nel fondo valle; per uno studio in corso presso il Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze, finalizzato alla ricostruzione della superficie freatica e dei rapporti Arno-falda, sono stati misurati i livelli idrici in circa 500 pozzi. Ma i pozzi presenti non sono certamente meno di 3000, in gran parte di piccola profondità (10-15 metri) e destinati all'irrigazione o per gli usi domestici. Alcuni pozzi sono anche utilizzati per gli acquedotti pubblici (Levane, Monteverchi, Terranuova Bracciolini, Figline) e per alcune industrie.

La superficie freatica si trova da 2 a 8 metri dal piano di campagna. La situazione naturale è quella dell'Arno che drena la falda, ma localmente gli emungimenti concentrati determinano un'inversione del flusso ed è il fiume che alimenta l'acquifero.

Nella piana alluvionale si trovano frequenti cave di ghiaia e sabbia, aperte soprattutto negli anni '60 per la costruzione del rilevato per l'autostrada. In alcuni casi il materiale cavato è stato parzialmente sostituito dal limo di copertura, lasciando comunque depresse le zone; in altri ciò non è stato fatto e la falda idrica affiora nelle cave. In entrambi i casi è stato procurato un danno alla falda: nel primo si sono formate delle barriere impermeabili che riducono l'alimentazione e quindi la produttività dell'acquifero, nel secondo si espone l'acqua al rischio di inquinamento, eventualità resa attuale da discariche abusive. La portata dei pozzi supera in pochi casi i 10 litri/secondo. Per quanto riguarda la qualità dell'acqua non si hanno molti dati; in alcune zone essa risulta non potabile per inquinamento di tipo organico.

METODOLOGIA DELLA RICERCA

Per la ricostruzione dei depositi alluvionali sono state utilizzate 26 litostratigrafie di pozzi e sondaggi meccanici e sono stati appositamente eseguiti 180 sondaggi geoelettrici SEV, di cui 176 utilizzati. La base topografica usata è la Carta in scala 1:10.000 fatta per conto del Comprensorio del Valdarno Aretino-Fiorentino. Le quote di stazione dei sondaggi elettrici sono state però ricavate dalla Carta del Comune di Monteverchi in scala 1:5.000 e dalla Carta del Comune di S. Giovanni in scala 1:2.000, che riportano numerose quote per l'area di pianura: si può ritenere che l'approssimazione sia di 20-30 cm.

Le litostratigrafie, raccolte presso ditte di perforazione, enti e privati, contengono solo una descrizione litologica, generalmente approssimata: sabbia, argilla ecc.

Il metodo geoelettrico, fra tutti i metodi geofisici di indagine del sottosuolo, presenta il vantaggio, non indifferente, di una strumentazione di costo contenuto, associato ad una semplicità di esecuzione. Esso risulta particolarmente adatto in idrogeologia per la ricostruzione dei depositi alluvionali perché l'orizzontalità della superficie topografica consente l'uso di un modello di propagazione della corrente elettrica relativamente semplice, quindi con minori difficoltà di interpretazione dei risultati; inoltre, i contrasti di resistività fra i sedimenti fini, quindi impermeabili, e quelli a granulometria maggiore, potenzialmente acquiferi, sono netti e consentono una buona definizione, almeno fino a profondità non troppo alte.

Il metodo geofisico di prospezione usato è quello del quadripolo simmetrico di Schlumberger, il cui funzionamento è certamente noto per cui non è il caso di riportare qui la metodologia. Ci limitiamo a ricordare che, dato che il sottosuolo investigato non è omogeneo né isotropo, la resistività misurata non sarà quella reale del terreno ma apparente, data da una relazione complessa tra la resistività vera e lo spessore di tutti i terreni presenti nel sottosuolo.

Essendo la profondità d'investigazione funzione non univoca dell'apertura elettrodica, dato che varia di valore a seconda della successione litologica incontrata caso per caso, i valori di resistività apparente sono riportati in funzione delle semiaperture elettrodiche sulle ordinate di un diagramma bilogaritmico.

Un lavoro che è successivo a quello effettuato in campagna è l'interpretazione dei valori ricavati dalle misure sperimentali. L'interpretazione consiste nell'individuare il numero, lo spessore e la resistività vera degli strati in cui, dal punto di vista geoelettrico, può essere suddiviso il sottosuolo investigato. Fino a poco tempo fa si adoperava un metodo grafico per interpretare le curve (ORELLANA e MOONEY, 1966); i cataloghi riportano un numero necessariamente limitato di ipotetiche successioni di spessori e resistività, che raramente coincidono con la situazione reale, la quale deve essere quindi ricostruita interpolando la curva sperimentale tra due curve precalcolate. Questa situazione si esaspera in presenza di un numero di strati superiori a tre, perché il lavoro di sovrapposizione degli abachi diventa incerto e lentissimo.

Attualmente viene usato un metodo semiautomatico computerizzato per l'interpretazione delle curve. Molti Autori (JOHANSEN, 1975;

COSENTINO e FRADELLA, 1984; etc.) hanno costruito algoritmi matematici per superare le limitazioni più evidenti, come la scarsa casistica, del metodo grafico. Questi algoritmi, supportati dalla potenza e velocità di calcolo degli attuali personal computers, permettono di confrontare la curva sperimentale con moltissime soluzioni stratigrafiche.

Anche per la nostra serie di dati è stato costruito un algoritmo che, inserito in un programma in linguaggio BASIC, ha permesso di procedere celermente all'interpretazione dei dati di campagna. Il programma messo a punto consente un'elevata precisione e rapidità nel trattamento delle curve di SEV, anche in presenza di un numero relativamente elevato di strati. La routine in linguaggio BASIC esegue una lisciatura della curva sperimentale applicando il metodo dei minimi quadrati ai valori di resistività misurati. Ottenuto la curva sperimentale si esegue la sua interpretazione utilizzando un'altra routine che calcola la funzione resistività apparente a partire da un modello teorico di spessori e resistività.

Per una corretta interpretazione litostratigrafica è necessario effettuare dei sondaggi elettrici di taratura, cioè eseguire alcune misure in prossimità di sondaggi meccanici con stratigrafia nota. Questo è stato effettuato in alcuni casi ed anche integrato con dei sondaggi parametrici puntuali nei quali veniva effettuata direttamente la misura della resistività, in questo caso vera, degli affioramenti dei vari litotipi presenti nella zona.

I dati ottenuti in campagna sono inseriti in un DATA BASE che serve sia come archivio sia come foglio elettronico dal quale ricavare i valori che, elaborati con l'algoritmo precedentemente descritto, ci hanno permesso di effettuare l'interpretazione vera e propria.

Le famiglie di curve cui associare i vari tipi di successione elettrostratigrafica presente nel bacino possono essere riassunti in tre tipi fondamentali:

- Curva di tipo K (Fig. 2a), in cui sono individuabili tre terreni con successione di resistività $1 < 2 > 3$;
- Curva di tipo AK (Fig. 2b), in cui sono individuabili quattro terreni con successione $1 < 2 < 3 > 4$;
- Curva di tipo HK (Fig. 2c), in cui sono individuabili quattro terreni con successione $1 > 2 < 3 > 4$.

È necessario specificare che le curve teoriche sono state costruite assumendo che le discontinuità del sottosuolo siano orizzontali e che non vi siano variazioni laterali di resistività.

I problemi interpretativi derivano da un'intrinseca ambiguità del

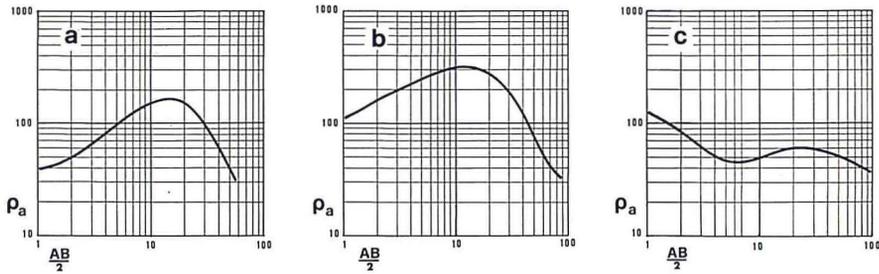


Fig. 2 - Tipi fondamentali di curve ricostruite con i dati geoelettrici. In ascisse la semidistanza degli elettrodi di corrente A e B, in ordinate la resistività apparente misurata. a: Successione a tre strati, con $1 < 2 > 3$. b: Successione a quattro strati, con $1 < 2 < 3 > 4$. c: Successione a quattro strati, con $1 > 2 < 3 > 4$.

metodo geoelettrico; infatti se da un lato, a un certo insieme di spessori e resistività corrisponde una ed una sola curva di resistività, viceversa una curva di resistività può essere il risultato di diverse combinazioni di spessori e resistività. Nella figura 3 le diverse lito-

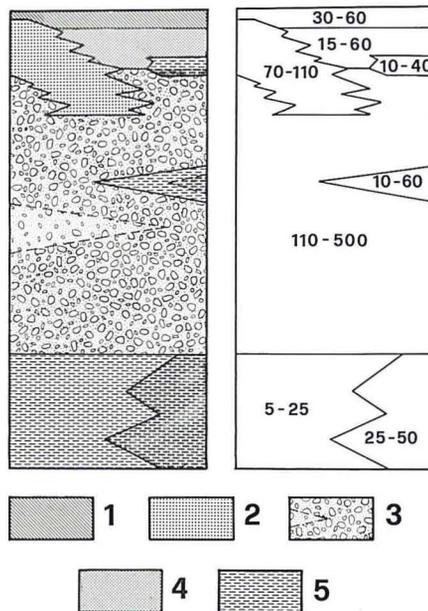


Fig. 3 - Valori di resistività dei litotipi costituenti i depositi alluvionali e l'immediato substrato lacustre. 1: Terreno superficiale, prevalentemente limoso-sabbioso. 2: Sabbia. 3: Ghiaia e sabbia con ghiaia. 4: Limo. 5: Argilla.

logie presenti nel sottosuolo dell'area studiata sono correlate con i valori di resistività ottenuti sia dai sondaggi parametrici (sui singoli litotipi e in corrispondenza di sondaggi meccanici), sia dall'interpretazione delle 176 curve di resistività apparente. Possiamo vedere che la resistività elettrica aumenta con la granulometria e che gli strati impermeabili (limi ed argille) hanno valori nettamente inferiori rispetto a quella delle ghiaie e delle sabbie, il che consente una buona individuazione e delimitazione nel sottosuolo degli acquiferi e degli acquicludi. I valori di resistività intermedia corrispondono a strati con granulometria mista (ghiaie o sabbie con limo/argilla) oppure a alternanze di sabbie o ghiaie con limi e argille così ravvicinate da non poter essere distinte dal metodo geoelettrico.

RISULTATI

I principali risultati dello studio sono raccolti nei seguenti elaborati:

— Tre sezioni elettrostratigrafiche con relativa interpretazione geologica (Figg. 4 e 5).

— Carta della morfologia del substrato delle alluvioni (Tav. 1).

— Carta della resistività del substrato (Tav. 1).

— Carta del tetto dell'acquifero (Tav. 1).

— Carta dello spessore dell'acquifero (Tav. 1).

— Carta della resistenza trasversale dell'acquifero (Tav. 1).

— Carta dello spessore del terreno sovrastante l'acquifero (Tav. 1).

I punti di controllo, i cui dati sono stati interpolati per ottenere le carte suddette, sono i sondaggi meccanici e quelli geoelettrici, nonché gli affioramenti corrispondenti alle ripe dell'Arno e alle cave.

Sezioni

I numerosi dati di sottosuolo, sondaggi meccanici e geoelettrici, permettono una precisa ricostruzione della litostratigrafia dei depositi alluvionali e delle loro variazioni laterali.

Nella figura 4 sono ricostruite tre sezioni elettrostratigrafiche trasversali alla valle, mentre nella figura 5 viene data l'interpretazione geologica delle stesse. Gli elettrotipi possono essere identificati essenzialmente in quattro classi di resistività alle quali è possibile associare delle litologie ben precise.

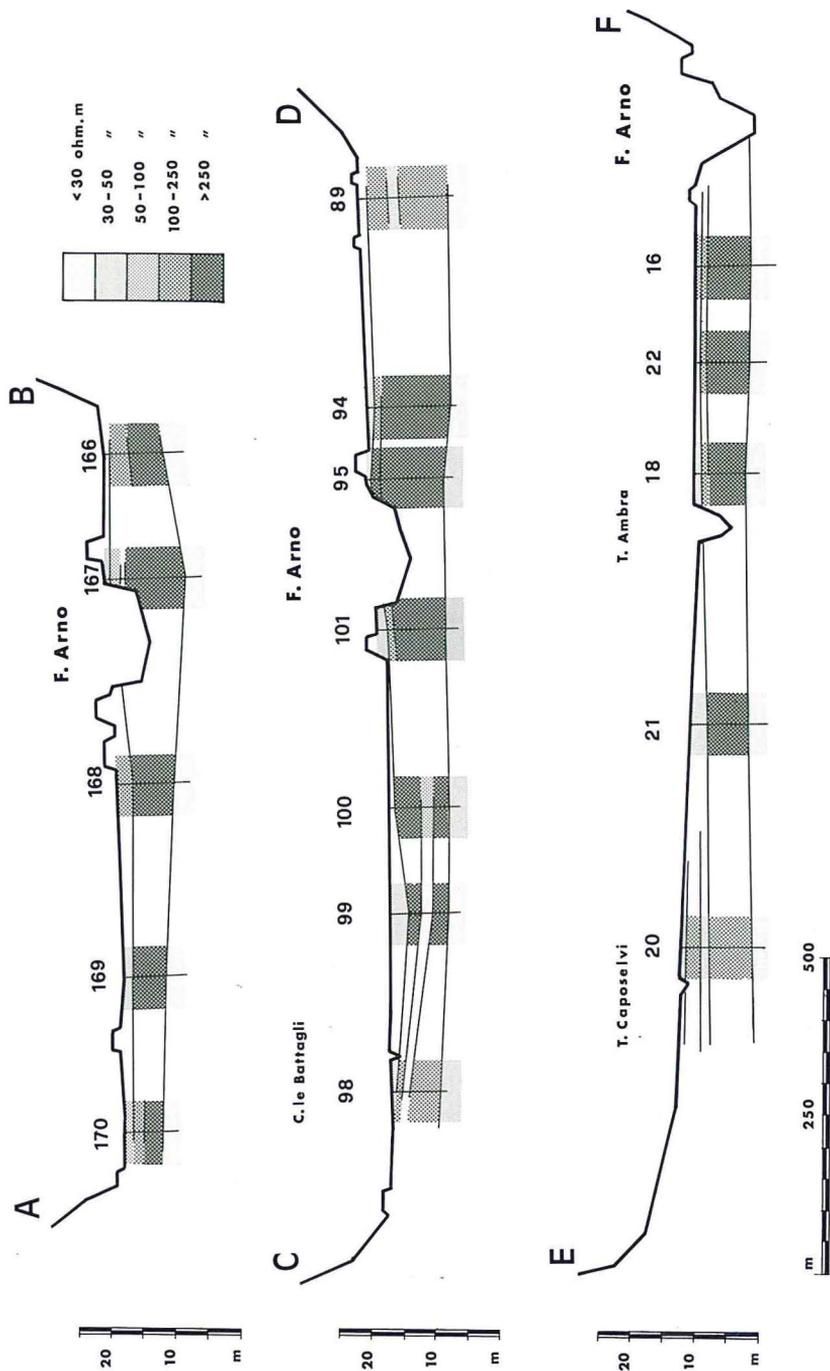


Fig. 4 - Sezioni elettrostratigrafiche della piana alluvionale (le tracce sono nella tav. 1). Valori di resistività calcolati in corrispondenza dei sondaggi elettrici.

sulle argille del substrato. Per il resto esso è probabilmente dovuto alla fase erosiva dell'anaglaciale Würm, in quanto i sedimenti alluvionali risultano corrispondere ad un'unica fase deposizionale, evidentemente quella dell'ultima glaciazione e dell'Olocene.

La densità dei punti di controllo ha permesso di riconoscere i solchi di erosione di tutti gli affluenti di una certa importanza. Per l'Ambra tale solco risulta presente, e poco accentuato, solo in prossimità dell'Arno. Ciò potrebbe essere spiegato con la bassa pendenza dell'ultimo tratto vallivo di questo corso d'acqua, la cui storia è più lunga ed articolata di quella dei torrenti che scendono dai rilievi del Chianti e del Pratomagno (BARTOLINI e PRANZINI, 1981). La buona corrispondenza delle incisioni laterali del substrato con gli attuali percorsi degli affluenti è un ulteriore elemento a favore della recente età delle incisioni stesse.

Resistività del substrato

Per ogni punto di sondaggio è riportato il valore di resistività elettrica attribuito al substrato mediante l'interpretazione delle curve geoelettriche. Le curve che interpolano tali valori hanno una equidistanza di 10 ohm.m.

In tutto il tratto di fondo valle le alluvioni sono a contatto con i Limi di Terranuova, che, presumibilmente, ne costituiscono anche il substrato. I valori di resistività misurati per questo substrato sono inferiori a 20 ohm.m. nella prima metà e nell'ultimo quarto dell'area studiata, mentre per un tratto di circa 3 km di fronte alla valle del T. Ciuffenna si sono trovati valori nettamente superiori, fino ad oltre 50 ohm.m.

Si può concludere che, mentre la maggior parte del substrato è costituita da limi argillosi, in quel tratto la formazione è composta da litotipi granulometricamente più grossi.

Correlando la carta della resistività con quella della morfologia del substrato, tenuto conto che i depositi fluviolacustri del secondo ciclo sono praticamente orizzontali, si può calcolare in 4-5 metri lo spessore di questo livello prevalentemente sabbioso entro i Limi di Terranuova. L'interpretazione geoelettrica è confermata dai risultati di alcune perforazioni, che hanno trovato in quella zona un livello sabbioso con acqua in pressione.

Tetto dell'acquifero

Le curve forniscono la quota, in metri sul livello del mare, del

tetto delle ghiaie e sabbie che costituiscono l'acquifero. Esse danno anche, ovviamente, la base del terreno di copertura. Poiché le ghiaie e sabbie acquifere sono depositi di alveo, la morfologia che le curve mostrano mette in evidenza la posizione dei tracciati più recenti dell'Arno e dei suoi affluenti: questi tracciati corrispondono alle dorsali della superficie rappresentata, mentre le valli sono nelle zone da maggior tempo abbandonate dai corsi d'acqua e quindi riempite dai sedimenti fini.

Nel primo tratto del fondo valle, circa fino a S. Giovanni, le curve mostrano una superficie inclinata verso valle; la sola dorsale che si individua ha un andamento che sembra legato al corso del torrente Caposelvi piuttosto che a quello dell'Arno.

Da Montevarchi fino al limite NW dell'area studiata si individua una dorsale in corrispondenza del tracciato attuale dell'Arno, quindi molto vicino al margine NE della piana alluvionale, mentre a SW corre parallela un'area depressa, anche se non altrettanto continua come la dorsale. In alcune sezioni trasversali della valle si osservano differenze di quota del tetto dell'acquifero fino a 6 metri. Si può concludere che l'Arno ha seguito più o meno il tracciato attuale per buona parte della sua ultima fase deposizionale, sedimentando materiali grossolani presso il margine destro della piana e fini sul lato sinistro. Questa persistenza di tracciato non può essere naturale; infatti un fiume tende a spostarsi nelle contigue aree depresse dopo che l'alveo è salito di quota per l'accumulo dei sedimenti. Si deve ritenere che le arginature costruite per difendere gli abitati (tutti sul lato sinistro) abbiano impedito queste divagazioni. Questo implica anche che le ghiaie e sabbie della dorsale sono state deposte molto recentemente, cioè negli ultimi 300-400 anni.

Nella fascia depressa della superficie corrispondente al tetto dell'acquifero, in sinistra d'Arno, sono osservabili delle forme rilevate, corrispondenti agli apparati di conoide dei torrenti Borro del Giglio, Borro del Quercio e Borro dei Frati. In destra d'Arno, invece, in corrispondenza del molto più grande Torrente Ciuffenna non si osserva alcuna forma rilevata. Evidentemente la presenza dell'Arno in sovralluvionamento presso il margine destro del fondo valle ha impedito la formazione di una conoide.

Spessore dell'acquifero

Le isopache hanno una equidistanza di un metro. Lo spessore riportato non corrisponde ovunque alla differenza fra il tetto e la

base delle ghiaie e sabbie che costituiscono l'acquifero; dove sono presenti delle lenti di limo o argilla il relativo spessore è stato sottratto. Tuttavia, poiché queste intercalazioni sono di piccolo spessore, le isopache forniscono con buona approssimazione anche il volume dell'acquifero nel suo complesso.

L'acquifero presenta il maggiore spessore, fino ad un massimo di 12 metri, in una fascia longitudinale al bacino e circa corrispondente al tracciato del fiume; per una larghezza media di 400 metri lo spessore delle ghiaie supera 8 metri. Questa fascia di massimo spessore è evidentemente correlata alla linea di maggiore incisione del substrato.

Nel primo tratto della valle, dove l'Arno scorre sul substrato, lo spessore dell'acquifero è nettamente inferiore ai valori suddetti; in quest'area i massimi sono legati all'Ambra (6 metri) e al T. Caposelvi (9 m).

Resistenza trasversale dell'acquifero

La carta riporta le curve di ugual prodotto dello spessore dell'acquifero per la sua resistività. I valori risultano ovviamente dai soli sondaggi geoelettrici.

Come abbiamo già detto, la resistività delle ghiaie e delle sabbie diminuisce in ragione della percentuale di matrice fine presente. Si può quindi dire che, in generale, la resistività aumenta con la permeabilità, anche se non è possibile trovare una relazione precisa fra le due grandezze. La resistività trasversale è quindi un parametro di notevole importanza pratica in quanto, fornendo il prodotto dello spessore dell'acquifero per un fattore legato alla permeabilità, corrisponde in qualche modo alla trasmissività dell'acquifero stesso. Da questa grandezza, come è noto, dipende in gran parte la produttività dei pozzi.

Nella carta possiamo osservare che i massimi di resistività trasversale si trovano in corrispondenza dell'attuale tracciato dell'Arno, come è ovvio considerato che qui sono stati trovati i maggiori spessori di acquifero. Vediamo però che i massimi sono meno continui rispetto alle isopache, a testimonianza di aree con più o meno lo stesso spessore di acquifero ma con diversa permeabilità, in relazione alla maggiore o minore percentuale di matrice fine.

Spessore del terreno sovrastante l'acquifero

Questa carta fornisce lo spessore totale dei terreni compresi fra

la superficie topografica e il tetto dell'acquifero.

Lo spessore risulta minimo (1-2 metri) nella fascia destra del fondovalle, presso il corso dell'Arno, e massimo (fino ad oltre 6 m) nella fascia sinistra, in ovvio accordo con la morfologia del tetto dell'acquifero.

C'è da osservare che dove lo spessore è minore sono state misurate resistività elettriche più alte (50-60 ohm.m), caratteristico di sabbie limose, mentre nelle zone di maggior spessore prevalgono i limi argillosi (30-50 ohm.m).

Questi dati sono importanti ai fini di valutare il rischio di inquinamento della falda da parte di un eventuale inquinante sparso in superficie, il cui tempo di arrivo all'acquifero è funzione inversa dello spessore del terreno sovrastante e diretta della sua permeabilità.

OPERE CITATE

- ABBATE E. (1983) - Schema stratigrafico della successione neoautoctona del Valdarno Superiore e del Bacino di Arezzo. In: *I Depositi Fluvio-Lacustri del Valdarno Superiore, Guida all'escursione del Gruppo informale di «Sedimentologia» del C.N.R.*, Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Firenze, 1-6.
- AZZAROLI A., LAZZERI L. (1977) - I laghi del Valdarno Superiore. The Lakes of the Upper Valdarno. *Pubbl. n. 26 del Centro Studi Geol. Appenn.*, Firenze, 4 pp.
- BARTOLINI C., PRANZINI G. (1981) - Plio-Quaternary evolution of the Arno Basin Drainage. *Zeit. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.*, **40**, 77-91.
- BILLI P., MAGI M., SAGRI M. (1987) - Coarse-Grained low-sinuosity river deposits: example from Plio-Pleistocene Valdarno Basin, Italy. *Soc. Economic Paleont. Mineral.*, 197-203.
- COSENTINO P.L., FRADELLA P. (1984) - Geofisica 1 Basic. *Libreria Dario Flaccovio Edit.*, Palermo, 238 pp.
- JOHANSEN H.K. (1975) - An interactive computer/graphic — display — terminal system for interpretation of resistivity soundings. *Geophysical Prospecting*, **23**, 449-458.
- MAGI M. (1982) - Indagini stratigrafiche e sedimentologiche sui sedimenti fluvio-lacustri nell'area centro-meridionale del Valdarno Superiore. *Tesi di laurea inedita*, Università di Firenze, 111 pp.
- ORELLANA E., MOONEY H.M. (1966) - Master tables and curves for vertical electrical sounding over layered structures. *Interciencia*, Madrid, 34 pp.
- PICCARDI S. (1956) - Variazioni storiche del corso dell'Arno. *Riv. Geogr. Ital.*, **63**, 15-34.
- PRANZINI G. (1988) - Quantity and quality problems of some Tuscan aquifers. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **31**, 1986, 267-285.

(ms. pres. il 15 luglio 1988; ult. bozze il 31 ottobre 1988)