Massimo V. Civita e Marco Redini

Tutela della costa pisana dall'ingressione marina

Safeguard of the pisan coastal aquifers against sea-water intrusion

Volume 1

Pubblicazione a cura del
Comune di Pisa



TUTELA DELLA COSTA PISANA DALL'INGRESSIONE DEL CUNEO SALINO

SAFEGUARD OF THE PISAN COASTAL AQUIFERS AGAINST SEA-WATER INTRUSION

Volume 1

La presente pubblicazione è l'inizio di una collana sulle tematiche ambientali, che salutiamo con piacere.
I primi quattro volumi saranno dedicati all'argomento dell'ingressione marina e si preannunciano, per il nostro territorio, di grande interesse e, confidiamo, di rilevante utilità.
Le pubblicazioni sono l'occasione per illustrare le ultime conoscenze acquisite sul fenomeno dell'avanzamento dell'acqua di mare all'interno delle falde di acqua dolce superficiale della fascia costiera e le relative ripercussioni sull'habitat costiero.
La valutazione delle criticità che emerge da questo studio si coniuga con le politiche ambientali intraprese dall'amministrazione, che passano anche attraverso la ricostruzione di un legame tra tutela e valorizzazione dell'ambiente ed utilizzo del territorio.
Lo scopo di questi approfondimenti è quello di intraprendere azioni strutturali e non strutturali, finalizzate a fronteggiare l'avanzamento dell'acqua di mare nell'entroterra in modo da preservare il più possibile questa parte importante del territorio Comunale dall'inquinamento antropico che potrebbe essere generato ad esempio da eccessivi prelievi di acqua sotterranea.
Attraverso questi volumi viene sintetizzato il lavoro di specialisti del settore che lavorano da anni in ambito nazionale e internazionale ed in particolare sul nostro territorio su queste specifiche tematiche.
La nitida precisione del titolo - Tutela della costa pisana dall'ingressione marina - forse non rende appieno il contenuto del volume che è anche un'affascinante storia del nostro territorio attraverso le ere e i millenni, la cui conoscenza è indispensabile per operare le scelte migliori.

Il Sindaco di Pisa
Marco Filippeschi

PRESENTAZIONE

Questo Volume è il primo di una Collana che ne prevede altri tre sull'argomento dell'ingressione marina, pensata per mettere in evidenza tutte le problematiche relative agli impatti delle acque del mare sui territori costieri, le loro risorse idriche sia superficiali che sotterranee, sulla vita che tali territori ospitano e sui beni culturali e ambientali che li rendono unici per importanza e bellezza.

Con una impostazione che parte dal generale per giungere al particolare, è stato ad oggi realizzato il **primo volume**, che riporta studi di base della geologia, della stratigrafia e dell'assetto geomorfologico di una macro-area che abbraccia tutta la Pianura pisana. In quest'ottica, viene riproposto nella prima parte un doveroso omaggio al grande lavoro svolto da Baldacci durante tutto il suo percorso di ricerca con una edizione integrale della sua significativa opera compendiaria. Le opere di Baldacci hanno costituito la piattaforma di lancio dei molti, accurati studi successivi, sino ai nostri giorni, che vengono sintetizzati nella seconda parte del Volume 1.

Il secondo volume della Collana è in allestimento avanzato. Esso è dedicato più che altro alle metodologie di studio e di valutazione dell'ingressione marina negli acquiferi costieri. L'idea portante vuole fornire a tutti coloro che devono occuparsi di questa problematica, un panorama di approcci e di soluzioni tecniche utilizzabili in ogni contesto idrogeologico. Si spera in tal modo di fornire agli studiosi ed ai tecnici, in particolare a quelli che operano negli Enti locali d'ogni ordine e grado una linea-guida che possa facilitare iniziative e progetti.

L'indice del Volume comprende: generalità sul processo dell'intrusione marina; metodi di misura e di rilevamento dei processi che avvengono nel sottosuolo; il monitoraggio piezometrico e idrogeochimico; gli strumenti geostatistici e stocastici dei dati rilevabili; i modelli utili per lo studio dell'intrusione marina, della vulnerabilità e del rischio d'insalinamento degli acquiferi costieri; metodi utilizzati per gli interventi di contrasto dell'intrusione marina.

Il terzo volume sarà un'attualizzazione delle conoscenze sulle situazioni d'insalinamento della costa pisana. Esso prevede un quadro generale delle conoscenze sull'insalinamento delle acque sotterranee nelle aree costiere italiane che fa da prodromo alla disamina delle conoscenze nelle diverse aree della Costa pisana (Tirrenia, Calambrone, Marina di Pisa, San Rossore ecc.); segue una disamina dell'effetto dell'insalinamento sulla vegetazione. Il Volume si conclude con i metodi informatici di utilizzo delle informazioni (GIS, banche dati territoriali) e l'organizzazione della disseminazione delle informazioni e delle elaborazioni via WEB.

Il quarto volume è compendiario di tutti gli studi, le ricerche ed i progetti in atto nella fascia costiera Pisana allo scopo di contrastare i fenomeni di intrusione marina negli acquiferi e del cuneo salino dei fiumi e nel reticolato idraulico minore.

Ad oggi l'indice comprende l'illustrazione del progetto di ricerca nella sua interezza; un quadro conoscitivo delle principali situazioni in ambito internazionale, casistiche degli interventi di mitigazione utilizzati; una sintesi dei dati relativi alla stratigrafia architettura deposizionale e ricostruzione della geometria degli acquiferi; il dettaglio relativo al caso-studio in sinistra di Arno, a partire dalla storia urbanistica, alle indagini di dettaglio (geofisiche, idrodinamiche, idrogeochimiche). Seguiranno le modellazioni e le cartografie tematiche che illustrano i risultati e le valutazioni di fattori (vulnerabilità, rischio di insalinamento, sovrasfruttamento degli acquiferi).

Il Volume si conclude con le progettazioni preliminari e gli schemi degli interventi necessari e del sistema normativo a garanzia della loro efficacia.

Tutti i Volumi riportano una ricca bibliografia specifica, la più vasta e aggiornata possibile.

I curatori della Collana

Massimo V. Civita *Marco Redini*

INTRODUZIONE

Marco Redini e Fulvio Marandola

Su tutta la fascia costiera pisana, è noto da tempo il sussistere ed il progressivo incremento del processo di contaminazione dell'acqua sotterranea dolce da parte dell'acqua salata marina. Al contrario, le conoscenze sull'evoluzione spazio-temporale dell'intrusione marina sono, a tutt'oggi, scarse e frammentarie, nonostante il grande interesse pratico e le importanti ricadute economiche legate all'utilizzazione delle pregiate risorse idriche sotterranee.

L'Amministrazione Comunale di Pisa, nel rispetto della normativa di riferimento[1], ha avviato un progetto di monitoraggio denominato *Realizzazione della rete di misura, controllo e monitoraggio nella fascia costiera della Pianura di Pisa per la tutela della risorsa idrica dall'ingressione del cuneo salino ed altri fenomeni di degrado*.

La raccolta dei dati è finalizzata all'attuazione della Direttiva Fascia Costiera (avanzamento cuneo salino), all'aggiornamento della carta della Vulnerabilità idrogeologica di supporto al Piano Strutturale e alla predisposizione di un quadro conoscitivo, sempre più dettagliato, da rendere disponibile agli Enti sovraordinati al Pubblico.

Gli obiettivi che si prefigge questo studio sono:

- La definizione della dinamica del cuneo salino nella costa pisana, in risposta agli *stress* idrologici ed alle pratiche di sfruttamento dell'acquifero superficiale;
- Attuazione di misure preliminari di salvaguardia secondo lista di priorità;
- Azioni di mitigazione (interventi strutturali e non strutturali).

L'Area di studio

L'area di studio comprende il tratto di costa che si estende dalla foce del Fiume Morto Vecchio fino alla foce del Fiume Calambrone. Essa abbraccia una superficie totale di 20 km, 12 dei quali sono relativi al tratto Marina di Pisa - Calambrone.

Approssimativamente, la fascia coperta dallo studio è quasi tutta a valle dell'autostrada A12 nel tratto tra lo svincolo di Pisa nord ed il ponte sul Canale dei Navicelli che segna il confine comunale con Livorno. Comprende la foce dell'Arno e quella del Fiume Morto, il quale a sua volta passa attraverso il Parco Naturale della Tenuta di San Rossore.

Stress Idrologici e pratiche di gestione della risorsa idrica

La conoscenza delle pressioni antropiche e naturali esercitate sulle risorse idriche superficiali e sotterranee è di basilare importanza per poter pianificare gli interventi di mitigazione atti alla prevenzione e riduzione dell'inquinamento salino dell'acquifero libero.

Gli stress presi in esame sono:

- **Arretramento della Costa** a Nord della foce dell'Arno ed a Calambrone. Esso è determinato dall'erosione delle spiagge, principalmente causato dal moto ondoso e dalla riduzione dell'apporto sedimentario dell'Arno e, secondariamente, dalla costruzione di pannelli e scogliere i quali, pur riducendo l'erosione in alcuni settori, hanno finito per accelerarla in altre parti contigue.
- **Emungimenti** da pozzi nell'acquifero libero, presenti prevalentemente nell'area a sud dell'Arno, molto più antropizzata per la presenza di importanti nuclei abitativi e di attività turistiche ed agricole.

Da Marina di Pisa a Calabrone sono stati censiti 136 pozzi ad uso domestico non idropotabile distribuiti

per il 22% a Marina di Pisa, il 71% a Tirrenia ed il 7% a Calambrone.

• **Strumenti Urbanistici**: Riguardano i possibili effetti derivanti dalla costruzione del Porto turistico di Marina di Pisa e dalla riqualificazione delle ex-colonie di Calambrone.

• **Alvei Fluviali** (alvei pensili): Lungo gli alvei di questi fiumi, a causa dell'azione delle maree e della scarsa opposizione delle acque fluviali a basso gradiente idraulico, le acque saline risalgono notevolmente a monte. Gli alvei dell'Arno, del Serchio, del Fiume Morto e di alcuni corsi minori sono tutti più o meno sospesi ad una quota più alta della pianura circostante. L'interazione tra le acque dolci sotterranee ed i corsi d'acqua superficiali comporta, in condizioni di ingestione, lo spostamento di acqua salata negli acquiferi.

• **Sistema di Drenaggio**: Il reticolo minore, molto sviluppato e spesso collegato ai corsi d'acqua. Dove non basta il gradiente idraulico a smaltire le acque, in particolare nelle zone paludose, sono necessari impianti di idrovore, con conseguenza di notevoli consumi d'energia.

La rete di monitoraggio

Da tempo, il Comune di Pisa ha progettato e realizzato una rete di monitoraggio basata su 48 piezometri per le misure nell'acquifero libero e circa 85 punti di misura delle acque superficiali.

I piezometri sono stati adeguatamente attrezzati secondo le norme di sicurezza e le regole dell'arte. Hanno, in genere, un profondità di circa 15 m Otto di essi sono equipaggiati con sonda multiparametrica Hydrolab MiniSonde 5 per la misura di temperatura, conducibilità elettrica, salinità (valore calcolato), pH e profondità. Altri quattro sempre con sonda multiparametrica sono attrezzati per la trasmissione automatica dei parametri rilevati.

A supporto della rete di monitoraggio, allo scopo di definire le geometrie e le caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi liberi, sono state programmate indagini geofisiche di superficie con metodo geoelettrico tomografico e indagini dirette in pozzo a mezzo *Slug Test*.

L'indagine di superficie è consistita nell'esecuzione di 8 tomografie elettriche per ottenere altrettante sezioni verticali della distribuzione della resistività del sottosuolo. Essa ha permesso di definire le variazioni laterali degli acquiferi e delimitare le zone che presentano fenomeni di intrusione salina.

L'indagine puntuale in foro a mezzo *Slug Test* è stata eseguita per ottenere valutazioni della conducibilità idraulica in siti ove si sospetta che l'acquifero sia contaminato. Tali indagini hanno permesso di infoltire notevolmente il campo di conoscenza della conducibilità idraulica dell'acquifero, un parametro insostituibile per valutarne la vulnerabilità all'inquinamento ed all'insalinamento.

[1] Regolamento di attuazione dell'articolo 62 della L. R. 03.01.05 n. 1 (Norme per il governo del territorio) in materia di indagini geologiche;
Competenze assegnatele dalla Delibera C. R. 30. 01.90 n. 47 (Direttiva Fascia Costiera);

Indicazioni della L. R. 21.05.07 n. 29 (Emergenza Idrica).

L'INFLUENZA DELLA TETTONICA, DELLE OSCILLAZIONI CLIMATICHE E DELL'IMPATTO ANTROPICO NELLA COSTRUZIONE DEL LITORALE VERSILIESE - PISANO

Renzo Mazzanti
Centro di Geologia Strutturale e Dinamica
dell'Appennino del C.N.R. - Pisa

Cenni di tettonica

L'Arno, nel suo tragitto verso il mare, traversa una successione di bacini sprofondati e di dorsali tettoniche relativamente più alte, tutti allungati in "direzione appenninica" (NW-SE).
Infatti esso prende origine dalle falde del crinale appenninico il cui sollevamento maggiore risale a non prima del Pliocene superiore (periodo di tempo compreso tra 3 e 1,7 MA = milioni di anni), discende nel bacino del Casentino, che ha iniziato a formarsi a partire dal Pleistocene inferiore (compreso tra 1,7 e 0,7 MA), incide presso la gola di Subbiano, la dorsale del Pratomagno e penetra nel bacino del Valdarno Superiore, che percorre fino a raggiungere il bacino di Firenze attraverso la gola di Pontassieve.
Di questi ultimi due bacini, il primo ha iniziato a sprofondare durante il Pliocene inferiore (compreso tra 5 e 3 MA), il secondo in corrispondenza del Pleistocene inferiore.
Dal bacino di Firenze l'Arno, superata la dorsale del Monte Albano attraverso la gola della Gonfolina, raggiunse il bacino del Pesa-Elsa, sprofondato a partire dal Miocene superiore (compreso tra 7,5 e 5 MA), e, lambito il Monte Pisano (parte della antica e semi-demolita "Dorsale Medio-Toscana") in corrispondenza della soglia sepolta di Pontedera, entra nel bacino versiliese-pisano, che ha anch'esso iniziato a sprofondare nel Miocene superiore.
Quanto detto sopra richiama che lo sviluppo dei bacini di sprofondamento tettonico sui quali - a partire dalla grande regressione del Pliocene superiore - ha iniziato ad impostarsi il Bacino fluviale dell'Arno, è avvenuto da SW verso NE per aggiunta progressiva di sempre nuovi bacini di sprofondamento tettonico che si sono formati dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore sul retro dell'onda orogenetica appenninica. Questa si è spostata portando sempre più ad Oriente il crinale principale e lo spartiacque, cioè nello stesso senso dell'accrescimento del Bacino fluviale dell'Arno ma in senso contrario allo scorrimento delle acque di questo fiume.
Quest'ultima circostanza è di per sé favorevole alla formazione di ristagni d'acqua palustri e lacustri. Tuttavia più importante fu, per l'Arno, la coincidenza del suo bacino fluviale con un'alternanza in successione di bacini e di dorsali tettoniche. Così i bacini del Casentino, del Valdarno Superiore e di Firenze, racchiusi rispettivamente tra le dorsali del Crinale Appenninico e del Pratomagno, di quest'ultimo e del Chianti, di Monte Morello e di Monte Albano, furono occupati da laghi per buona parte del Quaternario mentre il secondo di questi bacini aveva avuto anche un precedente episodio lacustre pliocenico.
L'evoluzione dei bacini tettonici che l'Arno incontra a valle della gola della Gonfolina è stata più complessa di quella dei bacini a monte, sia perché i primi hanno iniziato a sprofondare precedentemente (con formazione di depositi lacustri del Miocene superiore), sia perché sono stati raggiunti dai diversi cicli sedimentari marini ("Neoautoctono"):
- del Miocene superiore, quelli situati a Occidente della "Dorsale Medio-Toscana";
- del Pliocene inferiore-medio, che si è esteso anche a Oriente della "Dorsale Medio-Toscana" ormai parzialmente demolita proprio in corrispondenza dell'area nella quale in seguito si svilupperà il Valdarno inferiore;
- del Pleistocene inferiore, che ha interessato il bacino versiliese-pisano, debordandolo un poco verso SE fino nel bacino della Valdera (area delle Colline Pisane).



Fig.1 - Isobate del tetto del substrato pre-miocenico (quando note). Le isobate sono tracciate anche nell'area attualmente ricoperta dal mare, a largo del litorale versiliese - pisano.

Lo sprofondamento tettonico dei bacini ha richiamato la deposizione di successioni sedimentarie maggiori (fino a oltre 2.000 m. di spessore) in quelli più occidentali, maggiormente vicini all'area di ampia distensione del Mare Tirreno e attivi fin dal Miocene superiore, e minori, nell'ordine di alcune centinaia di metri in quelli man mano più orientali, cioè nel bacino di Firenze, nel Valdarno superiore e nel Casentino.

Le più recenti successioni stratigrafiche sicuramente documentanti sprofondamenti di natura tettonica risalgono al Pleistocene inferiore. Nell'ambito del bacino fluviale dell'Arno la deposizione di tutti i sedimenti posteriori è stata fortemente influenzata dalle forti variazioni climatiche degli ultimi 0,7 MA e, anche quando questi sedimenti sono sicuramente stati interessati da dislocazioni tettoniche, non è stato per ora possibile stabilire se furono soggetti a sprofondamenti oltre che a sollevamenti. Questi sono invece documentati nei dintorni di Livorno (Barsotti *et al.*, 1974) con sicurezza dalle quote raggiunte da alcuni terrazzi di eustatismo marino del Pleistocene medio (compreso tra 0,7 e 0,125 MA), quote alle quali non è possibile sia giunto il mare neppure negli episodi interglaciali di stazionamento più alto. Rimane comunque l'incertezza che nel sottosuolo della Pianura versiliese-pisana si trovino sedimenti del Pleistocene medio sprofondati a quote più basse di quelle di deposizione (Della Rocca *et al.*, 1987).

La fig. 1 mostra l'asta principale dell'Arno in relazione alle dorsali e ai bacini che traversa. Nella rappresentazione di questi ultimi - quando note da perforazioni o da rilievi geofisici - sono state tracciate le linee isobate del tetto del substrato pre-miocenico per evidenziarne le profondità. Queste isobate sono state tracciate anche nell'area attualmente ricoperta dal mare a largo del litorale versiliese-pisano.

La posizione delle isobate del tetto del substrato pre-miocenico permette di riconoscere l'andamento a truogolo del bacino di sprofondamento versiliese-pisano, ad asse appenninico, con il fianco orientale marcato dalle Alpi Apuane - Monti d'Oltre Serchio - Monte Pisano - Monti di Casciana e il fianco occidentale delimitato dai Monti Livornesi - bassofondo marino/dorsale della Meloria - dorsale di Maestra, sepolta e sommersa dal mare. La soglia sepolta di Pontedera - rivelata dalla continuazione verso Sud dell'alto tettonico del Monte Pisano al di sotto delle alluvioni dell'Arno - mette in evidenza una "uncinatura" trasversale alla "Dorsale Medio-Toscana" quando si rapporti con l'allineamento che quest'ultima assume in corrispondenza dell'alto tettonico di Iano (fig. 1).

Le successioni stratigrafiche del bacino versiliese-pisano e del bacino della Valdera sono nettamente differenziabili fino a tutto il Miocene superiore (Bossio *et al.*, 1993). Ciò comporta l'indipendenza dei due bacini per la separazione opposta dalla soglia di Pontedera che collega il Monte Pisano con i Monti di Casciana e non con la struttura di Iano, come verosimilmente è avvenuto prima del Miocene superiore sia pure attraverso una linea di separazione trasversale (Marroni *et al.*, 1990). Quest'ultima linea di dislocazione trasversale, lungo la quale e avanscorso il segmento di "Dorsale Medio-Toscana" di Iano rispetto a quello del Monte Pisano, non risulta così essere stata in attività, almeno come componente trascorrente, durante le fasi tettoniche tardive. Infatti i sedimenti pliocenici che ricoprono la "Dorsale Medio-Toscana" tra San Miniato e Iano non sono minimamente interessati da faglie di nessun tipo, secondo quanto è documentato dai recenti rilievi geologici di grande dettaglio di Dominici *et al.*, (1994).

Il litorale versiliese-pisano, con la sua spiaggia da

Bocca di Magra al Calambrone di Livorno, con i suoi lidi e le sue dune, si adagia sul bordo orientale del bacino versiliese-pisano del quale marca il maggiore interrimento nell'angolo di SE, raggiunto dai fiumi Arno e Serchio, nei confronti dell'angolo di NE, raggiunto - come corso d'acqua principale - solo dal Fiume Magra, i torrenti delle Apuane avendo solo importanza secondaria nei rifornimento di sedimenti.

L'apporto fluviale differenziato ha sicuramente determinato la formazione di una pianura a Sud del Serchio (Pianura di Pisa) più ampia di quella a Nord (Pianura della Versila). Ma altri fattori sono entrati in gioco nel favorire il maggior accumulo di sedimenti nell'angolo SE del bacino di sprofondamento versiliese-pisano.

Molto importante deve essere stata la presenza della dorsale della Meloria, sui tratto SW del bacino investito dal moto ondoso predominante di Libeccio. Questa dorsale oggi è sommersa dal mare ma ha corrisposto a un'area emersa nelle fasi di stazionamento basso del livello marino dei periodi glaciali. D'altra parte nei periodi di stazionamento alto del livello marino, corrispondenti agli interglaciali, come basso-fondo sommerso deve avere influito sulla deriva litoranea diminuendo la dispersione dei sedimenti verso il largo e indirizzandone parzialmente il rientro verso costa, e, inoltre, rompendo l'energia delle onde con la fitta prateria di *Posidonia* che l'ammantava.

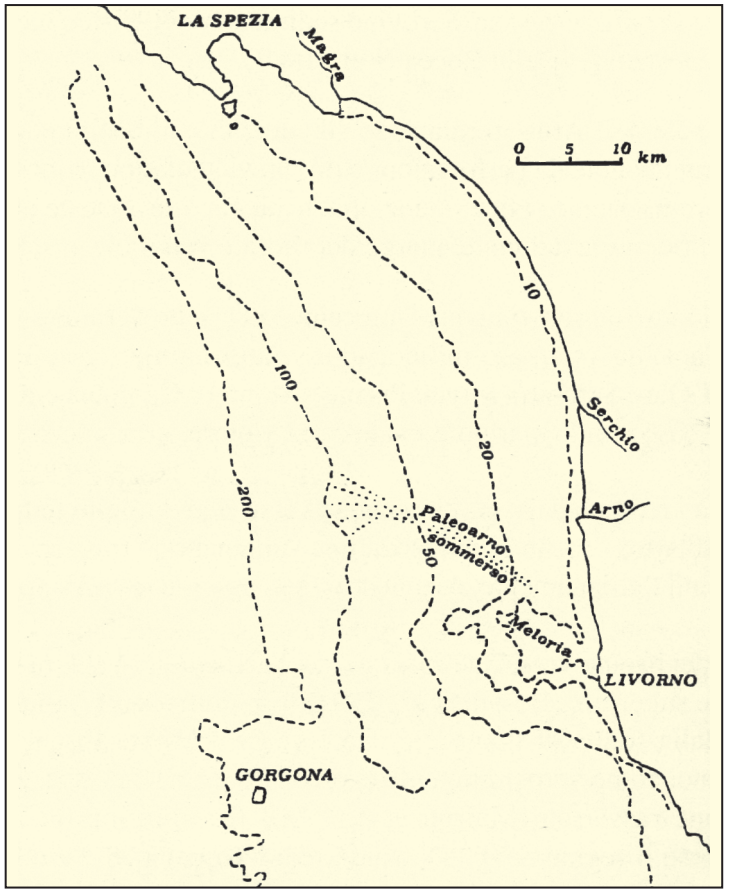


Fig. 2 - Carta della Batimetria del mare prospiciente il litorale tra La Spezia e Livorno.
La piattaforma continentale si estende, approssimativamente, fino all'isobata dei -200 metri.
È evidenziato a NW della Meloria il corso del Paleoarno, oggi sommerso, formatosi durante l'ultima oscillazione glaciale (culminata circa 18.000 anni fa), quando il livello del mare era più basso di almeno 110 metri rispetto a quello attuale.

Nella descrizione delle cause che hanno contribuito a formare il litorale versiliese-pisano finora abbiamo esaminato principalmente quelle relative alla struttura tettonica dell'area sulla quale questa unità fisiografica è localizzata e di quelle che le si affiancano a Oriente, fino al Crinale Appenninico, e a Occidente, fino a circa 25 km al largo della linea di riva (fig. 1). Queste aree sono state prese in considerazione perché rientrano entrambe nelle zone di influenza sulla formazione di questo litorale: la prima come bacino imbrifero di raccolta delle acque fluviali che vi confluiscono, la seconda come piattaforma continentale prospiciente e quindi luogo di attività della dinamica marina cui lo stesso litorale è sottoposto (fig. 2).

Documenti ed importanza delle oscillazioni climatiche nella costruzione del litorale

Sulle influenze delle oscillazioni del clima nello sviluppo dei cicli sedimentari e di conseguenza della paleogeografia disponiamo attualmente di conoscenze molto diverse a seconda degli intervalli cronologici, della natura marina, di transizione o continentale dei sedimenti e dei tipi di clima dei quali sono rimasti documenti.
Sul primo dei punti di cui sopra va ammessa la carenza di documentazione nei cedimenti del Valdarno sulle possibili influenze di oscillazioni climatiche fredde rientranti nel Miocene superiore e nel Pliocene. Ma anche per il Pleistocene inferiore le conoscenze sulle oscillazioni climatiche fredde dell'area in esame non vanno oltre la presenza degli "ospiti nordici" in alcuni livelli stratigrafici, ritenuti indicativi di una temperatura delle acque marine minore di quella attuale e assai minore rispetto a quella rivelata dalle associazioni fossili del Pliocene medio, età in cui termina, in Toscana, la serie pliocenica. D'altra parte già abbiamo informato che lo sviluppo delle successioni stratigrafiche fino al Pleistocene inferiore è stato di certo ampiamente determinato dagli sprofondamenti tettonici per cui non è agevole la ricerca di indizi di eventuali componenti climatiche.
Il Pleistocene medio in facies marina è noto, nel bacino versiliese-pisano, solo all'estremità meridionale, nel Livornese, sul Terrazzo della Fattoria Pianacce (o Terrazzo I) (Barsotti *et al.*, 1974; Lazzarotto *et al.*, 1990) e sul medesimo Terrazzo I nella Formazione di Casa Poggio ai Lecci presso Collesalvetti (Lazzarone *et al.*, 1990), la quale tuttavia ha in prevalenza origine fluviale. Il modestissimo spessore dei sedimenti di questo ciclo ne suggerisce il collegamento con un'oscillazione climatica interglaciale e la quota di 125 m, cui si spinge questo Terrazzo I, garantisce che è stato sollevato per tettonica. L'entità di questo sollevamento rimane purtroppo sconosciuta non essendo nota la quota di formazione originaria che, comunque, non sembra possibile sia stata superiore a 50 o 60 m (Mazzanti, 1983 cum bibliographia).
I sedimenti del Pleistocene medio in facies dunare, palustre e/o lagunare retro-litoranea, di piana di esondazione fluviale, ecc. hanno rivelato situazioni climatiche diverse - da sub-aride a molto umide - mai apparse tuttavia secondo sviluppi sequenziali chiaramente ricostruibili per cui attualmente disponiamo solo di indicazioni piuttosto frammentarie derivanti dagli studi nella Cava di Casa Poggio ai Lecci (Barsotti *et al.*, 1974) e presso la Casa Bianca a Sud di Collesalvetti (Lazzarotto *et al.*, 1990).
Molto migliori, rispetto a quelle sul Pleistocene medio, sono le attuali conoscenze sul Pleistocene superiore al limite meridionale del bacino versiliese-pisano, cioè sul Terrazzo di Livorno. Quest'ultimo, indicato anche come Terrazzo II è stato definito re-

centemente (Federici & Mazzanti) come "poli-ciclico". Infatti è formato da un ciclo sedimentario marino inferiore con fauna "calda" a *Strombus bubonius* (Tirreniano I), sormontato da un ciclo continentale Intratirreniano (con livelli ad associazioni polliniche e malacologiche denotanti un clima freddo-umido), sormontato a sua volta da un secondo ciclo sedimentario marino (Tirreniano II), cui infine si sovrappongono depositi continentali con industrie del Paleolitico medio e quindi ancora rientranti nell'ambito del Pleistocene superiore.

La modestia degli spessori di questi cicli sedimentari (dell'ordine di pochi metri quando, addirittura, solo di qualche ccntimetro) contrapposta alla loro dispersione geografica su una decina di km^2 di superficie, non permette di distinguervi i relativi terrazzi per cui si è preferito fare riferimento a un terrazzo unico "policiclico". Tanto più che, malgrado una piuttosto regolare disposizione "base contro base" dei sedimenti di ciascun ciclo nei confronti del sottostante, non sono percettibili chiare paleofalesie di culmine di trasgressione, salvo quella del ciclo inferiore riferibile al Tirreniano I.

Le spianate di abrasione marina della base di questi cicli, sicuramente originate dalla risalita trasgressiva del livello del mare fino in corrispondenza di episodi di stazionamento alto del Tirreniano, sono inclinate di qualche grado verso mare e raggiungono - sotto falesia di culmine trasgressivo - i 15 m di quota quella inferiore (Tirreniano I) e gli 8 m di quota quella sovrapposta (Tirreniano II) (fig. 3).

Sulle quote raggiunte negli stazionamenti alti del mare negli episodi del Tirreniano e sui problemi generali di questo piano in Toscana si sono intrattenuti di recente Federici & Mazzanti. La fig.4, tratta dal lavoro di questi autori, rappresenta - in modo schematico - la situazione stratigrafico-morfologico-tettonica dal Pleistocene medio all'attuate nella Toscana costiera.

Lo schema di fig. 4 non differisce, rispetto alla sezione geologica di fig. 3 (non in scala per esigenze di disegno ma rintracciabile sul terreno) in nient'altro che per la presenza di un terzo ciclo del Tirreniano, rintracciato a S. Vincenzo e a Piombino ma non rinvenuto a Livorno, probabilmente perché del tutto eroso o sepolto dai fabbricati della città.

I rapporti tra Tirreniano I e II sono stati documentati con chiarezza nella sezione del grande scavo del bacino di carenaggio di Torre del Fanale nel Porto di Livorno. Barsotti *et al.,* (1974) hanno indicato il passaggio continuo dai conglomerati e calcareniti di base del ciclo del Tirreniano I, con ricca fauna marina tipica di acque calde, a strati di limo, sabbia argillosa e argilla torbosa nera con associazioni polliniche e di Gasteropodi dulcicoli e terrestri oggi caratteristiche del piano montano. Questo passaggio corrisponde a una netta diminuzione della temperatura rispetto alle indicazioni traibili dal livello di facies marina sottostante e documenta l'abbassamento del livello marino per il sopraggiungere di un episodio intratirreniano caratterizzato, nel Livornese, dalla comparsa degli abeti e dei faggi nella foresta di querce. Come abbiamo già accennato un secondo livello di calcareniti, talora con fossili di facies di spiaggia, talora con strutture di duna e Molluschi polmonati, documenta, in molte località del Livornese (Barsotti *et al.*, 1974), il secondo ciclo sedimentario del Tirreniano con giacitura trasgressiva sui sedimenti del ciclo intratirreniano o - direttamente - sopra quelli del Tirreniano 1.

Facendo riferimento a una situazione stratigrafica più generale, desunta da un pozzo del settore tropicale dell'Oceano Atlantico occidentale (Shackleton, 1969), Federici & Mazzanti hanno ritenuto di iden-

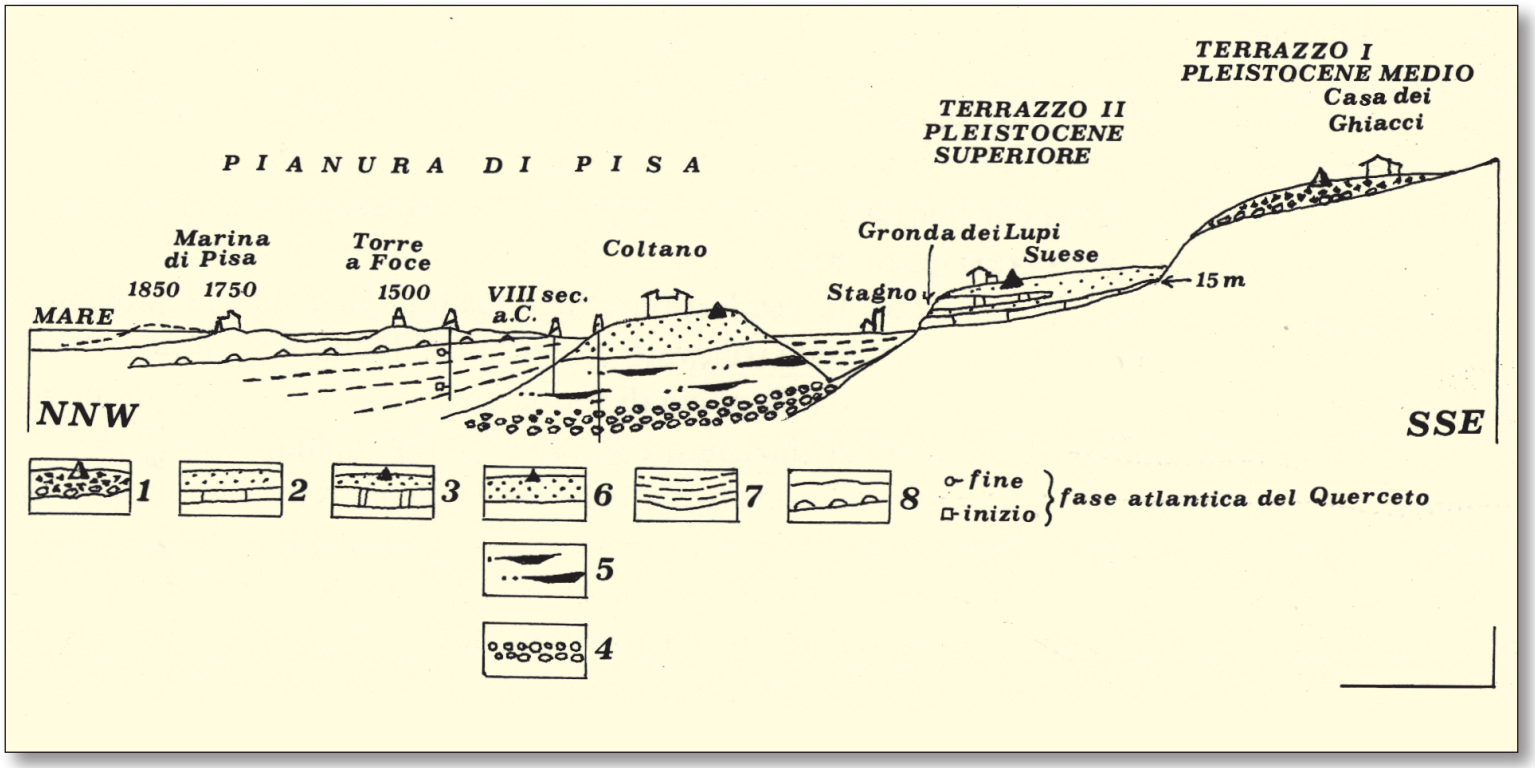


Fig. 3 -Sezione geologica (non in scala) fra Marina di Pisa e l'interno di Livorno.
1 - Conglomerati di Casa Poggio ai Lecci con industrie del Paleolitico inferiore sul terrazzo del Pleistocene medio.
2 - "Panchina" marina e sabbie eolico-colluviali con industrie del Paleolitico medio del I ciclo Tirreniano sul Terrazzo II.
3 - "Panchina" marina e sabbie eolico-colluviali con industrie del Paleolitico medio del II ciclo Tirreniano sul Terrazzo II.
4 - Conglomerati fluviali dell'Arno e Serchio da Bientina del Würm (Pleistocene superiore).
5 - Limi e torbe palustri.
6 - Sabbie eoliche di Vicarello con industrie dei Paleolitico medio.
7 - Limi e torbe lagunari - palustri e fluviali dell'Olocene.
8 - Sedimenti litoranei della trasgressione versiliana dell'Olocene.
La linea tratteggiata presso Marina di Pisa indica il punto di maggior sviluppo del litorale raggiunto nel 1850 circa prima dell'inizio dell'arretramento ancora in atto.

tificare il primo episodio trasgressivo del Livornese (Tirreniano I) con il sub-stadio isotopico 5e e il secondo episodio trasgressivo (Tirreniano II) con il sub-stadio isotopico 5c, di Shackleton (1969) i cui acmi vengono indicati a circa 125000 e 110000 anni or sono. Nella stratigrafia del Terrazzo di Livorno sono state quindi ben documentate alcune importanti variazioni sedimentarie collegate a oscillazioni climatiche notevolmente influenzanti la quota del livello marino, tanto più che la posizione raggiunta dalle spianate trasgressive di questi cicli tirreniani non può aver subito notevoli variazioni per movimenti tettonici, come specificamente sostenuto da Mazzanti (1983) e in seguito ripetutamente confermato con altri argomenti da Lazzarotto *et al.*, (1990) e da Federici & Mazzanti.

Se la stratigrafia dei cicli tirreniani, assai ben conosciuta nella fascia costiera toscana del Livornese e della Maremma, ha permesso di documentare che si sono verificate oscillazioni di alcuni metri del livello dei mare per variazioni climatiche, la posizione dei "Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina" (secondo la denominazione introdotta da Segre nei 1955) a circa 60 m di profondità al di sotto di Coltano (fig. 3) documenta l'avvento di un'incisione fluviale di grande entità conseguente l'abbassamento del livello del mare collegato ad uno stazionamento basso dell'ultimo glaciale. La "Gronda dei Lupi" (fig. 3), al limite fra Terrazzo di Livorno e Pianura di Pisa e già descritta a metà XVIII secolo dal naturalista Giovanni Targioni Tozzetti, marca la netta fase erosiva di cui sopra. Questa, dai rapporti di giacitura presenti nel Livornese, risulta necessariamente posteriore al Tirreniano II ma, per quanto presumibile in generale, è verosimile sia posteriore anche al Tirreniano III e corrisponda al grande approfondimento del livello del mare denunciante il sopraggiungere dell'ultimo glaciale (raffreddamento delle acque oceaniche dello stadio isotopico 4 del $\partial^{18}O$ di Emiliani, 1955), corrispondente a circa 75000 anni or sono. Infatti deve essere più antica dello stadio isotopico 3 di Emiliani (conclusosi circa 35000 anni or sono) che coincide con la fine dell'industria del Paleolitico medio, ritrovata sulle Sabbie di Coltano (Menchelli, 1984), sia di Suese (Bacci *et al.*, 1939) (fig. 3).

L'ultima glaciazione (*Würm*), che attualmente viene collocata in un arco cronologico compreso tra due stadi molto bassi del livello del mare di circa 75000 e di circa 18000 anni fa, si è sviluppata in più fasi verosimilmente dipendenti da oscillazioni climatiche minori. Le tracce di queste ultime, per le quali gli studiosi sono sostanzialmente in accordo che si siano sviluppate con il livello del mare assai più basso di quello attuale, sono sepolte sotto le pianure alluvionali o nei sedimenti dei fondali marini e non sono quindi direttamente osservabili. Il loro studio è necessariamente mediato dalle perforazioni o dai rilievi geofisici.

La fig. 3 riporta la stratigrafia ricostruita per l'area di Coltano attraverso i dati di perforazioni. I depositi corrispondenti all'ultimo glaciale sono presenti, in facies continentali, a iniziare dai "Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina" (4 di fig. 3) intorno a -60 m di quota, per i quali la fig. 5 riporta la ricostruzione paleogeografica dell'area di provenienza. Al di sopra giacciono i "Limi fluviali e palustri" (5 di fig. 3) e le "Sabbie eoliche" dell'Isola di Coltano o di Vicarello (6 di fig. 3) con industrie del Paleolitico medio. Queste sabbie rappresentano una facies di transizione probabilmente collegata a uno stazionamento "relativamente alto" del livello del mare durante uno interstadiale dell'ultima glaciazione (stadio isotopico 3 del $\partial^{18}O$ di Emiliani). La porzione marina dei sedimenti di questo episodio, verosimil-

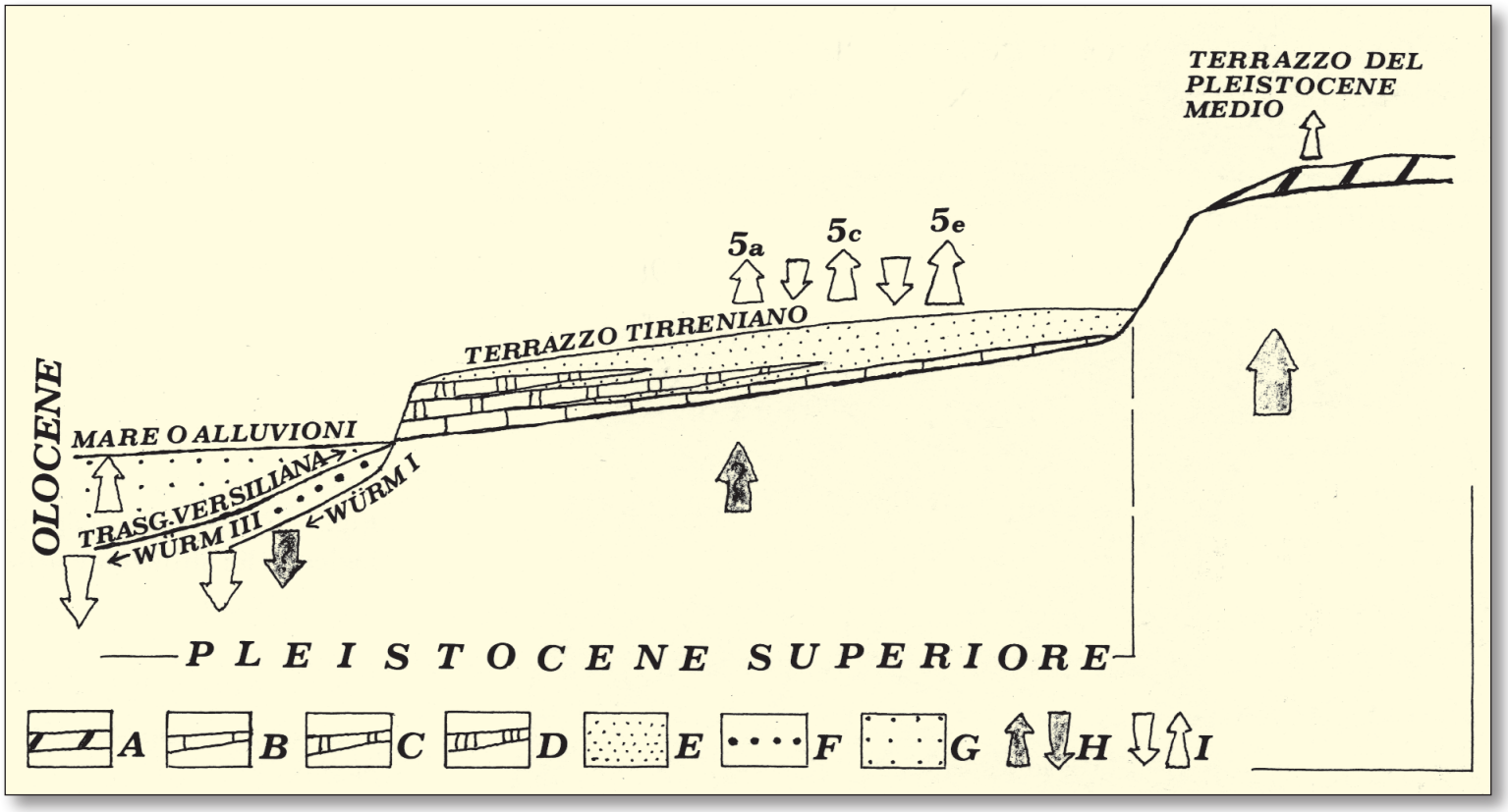


Fig. 4 - Schema stratigrafico - morfologico - tettonico del Pleistocene medio - superiore ed Olocene della fascia costiera toscana (da Federici & Mazzanti).

A - Sedimemi del Pleistcene medio.
B - Sedimenti della trasgressione del Tirreniano I.
C - Sedimenti della trasgressione del Tirreniano II.
D - Sedimenti della trasgressione del Tirreniano III.
E - Sedimenti eolico - colluviali delle fasi regressive intertirreniane.
F - Depositi fluvio - palustri della regressione di Würm.
G - Depositi continentali e marini (al tetto) dell'Olocene.
H - Sollevamenti ed abbassamenti delle terre. I - Sollevamenti ed abbassamenti del livello dei mare.

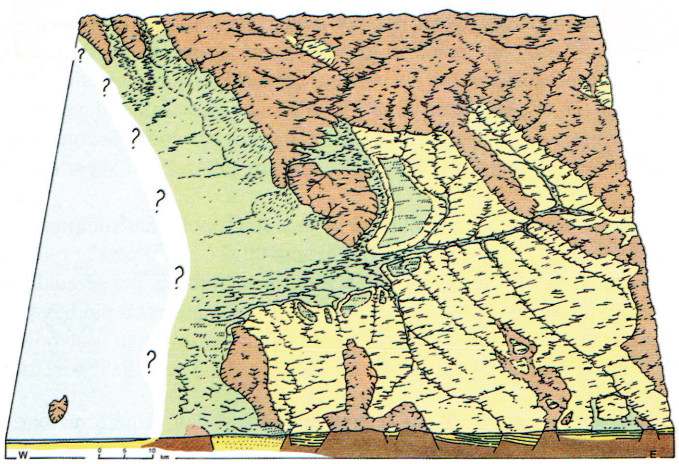


Fig. 5 - Ricostruzione dei corsi dell'Arno e del Serchio e della pianura versiliese - pisana agli inizi del Würm (da Federici & Mazzanti, 1988).

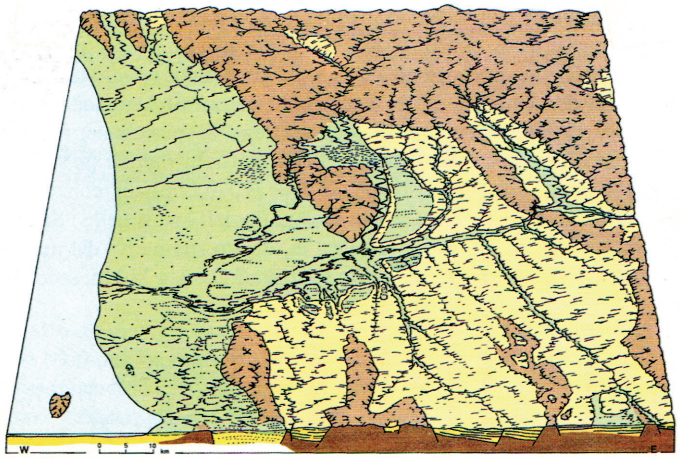


Fig. 6 - Stereogramma rappresentante la situazione geomorfologica dell'ultimo Würm.

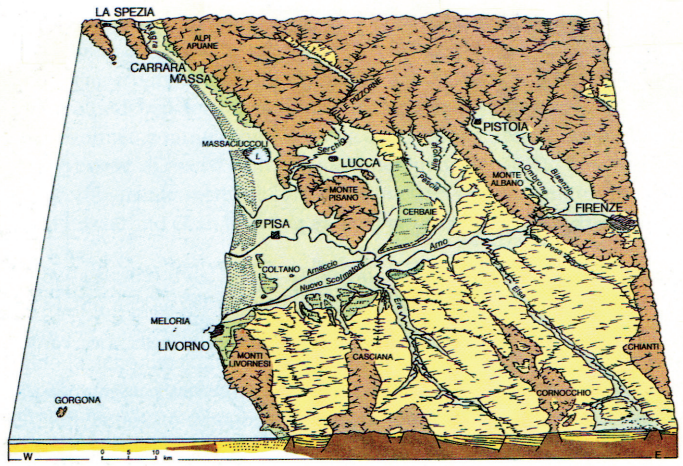


Fig. 7 - Stereogramma geomorfologico della situazione attuale.

Celeste: *mare ed acque interne.*

Verde chiaro: *sedimenti olocenici di pianura.*

Verde scuro: *sedimenti del Pleistocene medio e superiore.*

Giallo: *sedimenti neogeneci e del Pleistocene inferiore.*

Marrone: *rocce premioceniche.*

mente localizzata più verso il largo e a quote inferiori rispetto a quelle dei depositi degli ambienti di transizione, sarebbe rimasta sepolta sotto sedimenti più recenti o potrebbe essere stata erosa da incisioni fluviali posteriori. Queste ultime, corrispondenti con ogni probabilità allo stadio isotopico 2 del $\partial^{18}O$ di Emiliani (con culmine a 18000 anni da oggi), sono rintracciabili in superficie nei solchi erosivi fluviali aperti nelle "Sabbie eoliche" di Vicarello (fig. 6) e sono inoltre indicate dall'alveo fluviale - in seguito sommerso dal mare - segnalato da Segre (1955) fino a largo delle Secche della Meloria fino su fondali di circa 110 m, secondo quanto ricostruito nello stereogramma di fig. 6. Inoltre in profondità le perforazioni hanno messo in evidenza una superficie di discontinuità tra una successione fluvio-palustre olocenica (7 di fig. 3) e le sottostanti formazioni del Pleistocene superiore (4, 5, e 6 di fig. 3).

La successione fluvio-palustre olocenica di cui sopra, formata in prevalenza da limi, all'esame pollinico (Galletti, 1978) ha rivelato l'inizio e la fine della Fase Atlantica del Querceto (considerata compresa tra 5000 e 2500 anni a.C.) in numerosi sondaggi tra i -30 e i -20 m di profondità. Al di sopra i sondaggi (a partire dai -13/-10 m di quota) hanno incontrato i depositi marini di spiaggia dell'ultima trasgressione eustatica, detta versiliana. Infatti, oltre che nei dintorni di Coltano, la successione stratigrafica alto pleistocenica e olocenica è stata traversata da numerosi sondaggi per la ricerca delle sabbie silicee nell'area tra Viareggio e Massarosa con la precisazione del significato della trasgressione eustatica versiliana. Gli studi su questo argomento, iniziati da Blanc (1934 e 1942), reinterpretati da Trevisan *et al.*, (1971) sulla base di alcune prime determinazioni di età radiometriche (Broeckcr *et al.*, 1956; Ferrara *et al.*, 1959; Ferrara *et al.*, 1961, Alessio *et al.*, 1964), sono stati ripresi di nuovo da Federici (1987) anche sulla base di ulteriori determinazioni radiometriche di età (Campione R-1046 dell'Istituto di Geochimica di Roma) fino alla recentissima elaborazione di Federici & Mazzanti in (stampa). Questi ultimi autori presentano (si veda la fig. 8 del presente articolo) una sezione geologica schematica attraverso il Lago di Massaciuccoli che tiene conto dei più recenti dati archeologici di superficie (Mazzanti *et al.*, 1990) oltre che dei dati delle numerose perforazioni e delle determinazioni di età radiometriche operate in più occasioni.

Dal basso la successione stratigrafica di fig. 8 inizia da - 137 m di profondità ed è così costituita:

1 - Ghiaia e conglomerato passanti, in alto verso il largo, ad argille cineree lacustri. Il notevole spessore di questi conglomerati, traversati per 30 m, indica una deposizione durante una fase climatica di notevole umidità che, in rapporto alle conoscenze sulla successione stratigrafica soprastante, è stata attribuita (Federici, 1987) alla fase anaglaciale dell'ultima glaciazione. Le argille cineree lacustri sono state interpretate come il risultato di uno sbarramento di un lido verso il largo, sviluppatosi probabilmente all'attenuarsi delle condizioni di grande trasporto solido di ghiaie fluviali coincidente con la deposizione dei conglomerati.

2 - Sabbie e ghiaie con Gasteropodi marini. Questo livello, potente pochi metri, documenta una trasgressione marina corrispondente a un breve interstadiale a clima temperato nell'ultima glaciazione.

3 - Argille lacustri e salmastre potenti fino a 20 m con associazioni di Molluschi dulcicoli e terricoli. La loro deposizione corrisponde ad una seconda variazione nel senso dell'aumento dell'umidità del clima con verosimile eustatismo negativo del livello del mare, cioè a una nuova oscillazione oceanica

nel clima dell'ultimo glaciale.
4 - Sabbie marine con Molluschi e semi di *Vitis vinifera* per uno spessore di pochi metri. Questo nuovo episodio trasgressivo per eustatismo positivo denunciante di per sé un clima temperato, confermato dalla presenza di *Vitis vinifera* (Blanc *et al.*, 1953), è stato attribuito ad un notevole interstadiale dell'ultima glaciazione che potrebbe corrispondere con lo Stadio isotopico 3 del $\partial^{18}O$ di Emiliani (1955).
5 - Argille lacustri con torbe caratterizzate dall'associazione pollinica a *Pinus, Abies, Picea e Betula* (Marchetti, 1934; Marchetti & Tongiorgi, 1936). Blocchi di torba, strappati da questa formazione ed inglobati in quella soprastante, hanno rivelato età radiometriche col metodo del ^{14}C di 18350 ±350 anni (Broecker *et al.*, 1956) e di 18800 ±400 anni (Alessio *et al.*, 1964) ben rapportabili a quelle dello Stadio isotopico 2 del $\partial^{18}O$ di Emiliani, coincidente con il picco finale dell'ultima glaciazione.
6 - Sabbie silicee con fauna marina a *Thais haemastoma* potenti fino a 30 m (livello *a*). Corrispondono alla trasgressione versiliana e sono state datate, su conchiglie prelevate a quota -47, di 8940 ±273 anni (Ferrara *et al.*, 1959), a quota -26, di 5646 ±200 anni (Ferrara 1961) e su legno di *Pinus silvestris* prelevato a quota -15 e risultato di 5280 ±50 anni. Lateralmente questo livello passa, verso terra, al *b* (conglomerati di coni di deiezione) mentre è chiuso verso il largo dal *c* (depositi di lido con resti archeologici a partire dall'VIII sec. a.C.). Questi depositi di lido, verso l'interno sbarrano i depositi del livello *d* (torbe attuali del Lago di Massaciuccoli, ad associazione vegetale simile a quella contemporanea e sottostanti argille lacustri con associazione pollinica ad *Abies, Alnus, Picea* della fase olocenica sub-Boreale, considerata iniziare circa 2500 anni a.C.) mentre verso il mare fanno passaggio ai depositi e di facies di spiaggia e di duna che corrispondono alla evoluzione del litorale fino alla linea di riva attuale. Questi ultimi depositi si prestano, a iniziare dal lido frequentato dall'VIII secolo a.C., ad essere studiati in superficie e quindi in orizzontale.
Quanto esposto nelle pagine precedenti richiama la grande influenza che le oscillazioni climatiche hanno avuto in passato sull'organizzazione del litorale versiliese-pisano e, dal momento che in precedenza era stata illustrata l'influenza della tettonica, possiamo in breve schematizzare che quest'ultima ha avuto un grande ruolo nell'impostazione del bacino dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore mentre le prime hanno agito principalmente nello sviluppo del litorale vero e proprio dal Pleistocene superiore all'Olocene.
Lo studio del Pleistocene medio, come intervallo cronologico intermedio, ha conservato le maggiori incertezze: difficoltà di riconoscimento nelle successioni stratigrafiche di quanto collegato a movimenti tettonici o a variazioni climatiche; dubbi sull'esistenza di depositi di questa età sepolti sotto le pianure; minore risoluzione dei criteri paleontologici e radiometrici nelle determinazioni cronologiche.
L'importanza della tettonica, anche se ancora non del tutto esaurita, con i suoi tempi lunghi è senza dubbio progressivamente diminuita man mano che, con il Pleistocene superiore, diventavano più incisive le oscillazioni climatiche.
Con l'Olocene (che vien fatto coincidere con il miglioramento climalico dell'ultimo post-giaciale) l'ambiente naturale si avvicina progressivamente a quello attuale. Tuttavia molto forti sono i cambiamenti in particolare nella fascia litoranea per un duplice ordine di cause.
Il primo, strettamente climatico, riguarda il superamento dell'apice glaciale dei 18000 anni or sono,

con un progressivo processo di deglaciazione che ha comportato un rapido e forte aumento del livello del mare (trasgressione versiliana in parte già esaminata), l'innalzamento dei limiti altimetrici della vegetazione, la variazione del livello di base e, verosimilmente, del regime dei fiumi.
Il secondo ordine di cause riguarda l'impatto antropico sul paesaggio, impatto particolarmente invadente in regioni di antica civilizzazione come la Toscana.

L'attenuazione delle oscillazioni climatiche e l'impatto antropico sul paesaggio negli ullimi 6.000 anni

Per l'evoluzione delle vicende climatiche nel Valdarno durante gli ultimi 6000 anni sono ancora frammentarie le conoscenze disponibili su elementi di provenienza locale. Nel contesto più generale della paleoclimatologia europea l'intervallo compreso tra circa 6000 e circa 4500 anni or sono viene indicato come l'"*optimum*" climatico, seguìto alla deglaciazione, già sensibile nel Mediterraneo intorno a 15000 anni fa (Vergnaud Grazzini *et al.*, 1989), responsabile della trasgressione marina nota come "versiliana" (Blanc, 1934), o come posteriore all'ultimo "picco" glaciale di circa 18000 anni or sono.
Il recente studio di Alessio *et al.,* (1992), eseguito sulle stalattiti e stalagmiti di grotte attualmente sommerse dal mare nel Tirreno centrale (Sardegna, Toscana, Campania) ha permesso di tracciare la curva delle oscillazioni del livello marino negli ultimi 40000 anni (fig. 9), corrispondenti al limite di applicabilità del metodo di determinazione radiometrica delle età basato sul ^{14}C.
La curva di fig. 9 è l'elemento più concreto, attualmente disponibile, per i riferimenti alle variazioni più essenziali del clima in Toscana negli ultimi 40000 anni. Infatti essa registra queste variazioni, anche se in modo indiretto perché non basato sulla determinazione di elementi dei paleoclimi bensì mediato sulle conseguenze collegate al glacioeustatismo marino. Sono ben evidenti:
- l'innalzamento del livello del mare conseguente alla fase di deglaciazione compresa tra 18000 e 6500 anni fa;
- un abbassamento di circa 2 m tra 6500 e 6000 anni or sono (fase climatica "Boreale");
- il rapido innalzamento tra 6000 e 5000 anni fa (fase "Atlantica" del Querceto dell'*optimum* climatico);
- un nuovo abbassamento di circa 2 m, culminato circa 3500 anni fa (fase climatica "sub-Boreale");
- l'ultimo innalzamento, rapido fino a circa 2000 anni or sono (fase climatica "sub-Atlantica") e in seguito meno pronunciato.

Pinna (1984) riferisce sulle conoscenze dello sviluppo paleoclimatico più recente che, per l'area europea e gli ultimi circa 3000 anni, indica in un'oscillazione "fredda" fra 900 e 300 a.C., in una "calda" fra 800 e 1150-1200 d.C. e nella "piccola età glaciale" fra 1590 e 1850 alla quale è seguita un'ultima fase "calda" da alcuni studiosi ritenuta terminare nel 1950. Nessuna di queste ultime fasi è apparsa registrata dallo sviluppo degli speleotemi delle grotte del Tirreno centrale. Verosimilmente questa mancata registrazione è imputabile a una non forte entità di queste ultime oscillazioni climatiche le cui implicazioni sul livello marino devono comunque essere rimaste molto minori dei circa -2 m registrati in corrispondenza dei 3500 anni or sono. D'altra parte proprio in Toscana esistono notevoli indicazioni (posizione sul litorale e quote delle Arenarie di S. Vincenzo - Punta del Molino; Mazzanti *et al.*, 1980) che il livello del mare nei secoli della maggiore produzione metallurgica di Populonia (intorno al IV-III

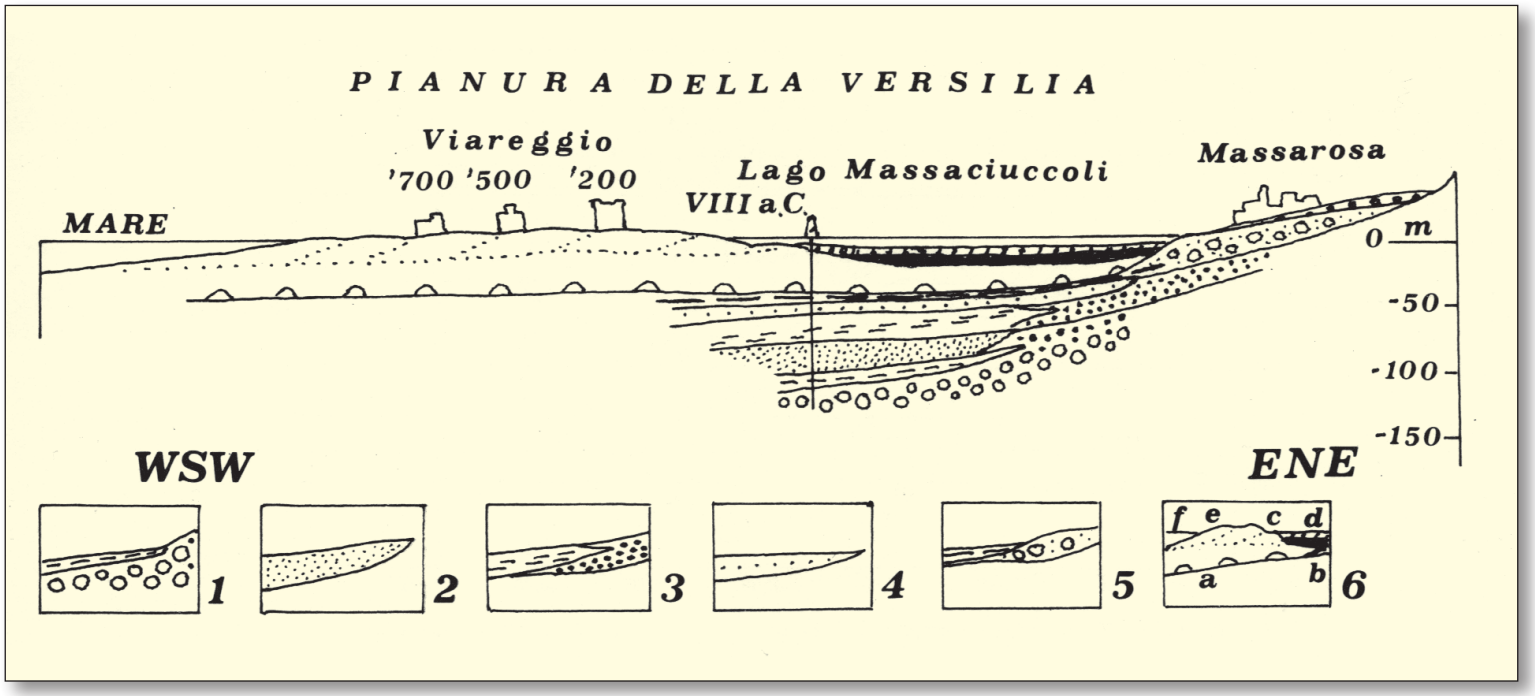


Fig. 8 - Sezione geologica (non in scala) fra Viareggio e Massarosa, ricostruita sulla base dei dati di numerosi sondaggi (Federici, 1993), privi di datazioni radiometriche per le parti sottostanti ai depositi del Würm III:

1 - Depositi attribuiti al Würm I (non raggiunti dal sondaggio ENEA).

2 - Depositi attribuiti all'interstadio Würm I-II ma risultati dell'OIS 5 e dalle datazioni ENEA (Antonioli et al., 2000).

3 - Depositi attribuiti al Würm II di facies continentale di datazione incerta dopo i risultati del sondaggio ENEA.

4 - Depositi attribuiti all'interstadio Würm II-III e

5 - Depositi attribuiti al Würm III rimangono entrambi, dopo le determinazioni di età radiometriche ENEA, nell'approssimazione di un'età convenzionale >53500 anni B.P. fino al campione (ancora sondaggio ENEA) proveniente da -34,0 m e con età calibrata di 9590±60 anni B.P. in argilla limosa continentale, quindi già rientrante nell'Olocene.

6 - Trasgressione del Versiliano, nel sondaggio ENEA inizia a -30 m col campione datato 8419±48 (Menozzi et al., 2002); questra trasgressione si è spinta fino al cono di deiezione sul quale si è costruita Massarosa ma già nell'VIII sec. a.C. era emerso il lido che separava dal mare il Lago di Massaciuccoli; infine le torri della Guardia costiera di Viareggio, costruite man mano che la spiaggia progradava, mancano la posizione di quest'ultima nel 1200, nel 1500 e nel 1700 (da Mazzanti, 1994).

sec. a.C.) non era più basso di 2 m rispetto a quello attuale.

Tutte le precedenti indicazioni confermano un andamento generale del livello marino in innalzamento negli ultimi 3000 anni. Sicuro nei valori medi, può essere avvenuto con pause o lievi inversioni tuttavia non ancora registrate con sicurezza esatta da studi riferiti a situazioni locali.

Le perforazioni nei dintorni del Lago di Massaciuccoli hanno dimostrato che la trasgressione versiliana si è spinta fino al piede occidentale dei Monti d'Oltre Serchio, lambito in corrispondenza dell'"*optimum*" climatico di 5000 anni or sono (Federici e Mazzanti). L'impostazione del Lago di Massaciuccoli è seguita all'abbassamento relativo (circa 2 m) del livello del mare di circa 3500 anni or sono (livello di argille lacustri *d6* di fig. 8, caratterizzato da un'associazione pollinica indicante un raffreddamento climatico) ed è proseguita durante l'ultima fase di risalita - posteriore ai 3000 anni da oggi - specialmente con la formazione del lido frequentato a partire dall'VIII sec. a.C. (Mazzanti *et al.*, 1990).

La cartina di fig. 10 (tratta da Mazzanti *et al.*, 1990) mostra come la trasgressione versiliana con culmine di 5000 anni or sono non può aver risalito i coni di deiezione pleistocenici della Versilia oltre la paleofalesia (già riconosciuta da Sestini, 1957) incisa sui coni alluvionali compresi tra Carrara e Massa. La medesima fase trasgressiva è stata rintracciata - come esposto qui sopra - nell'area del Massaciuccoli fino al piede dei Monti d'oltre Serchio, mentre non sembra che, nella Pianura di Pisa, sia andata oltre la linea dei bassi rilievi di sabbie pleistoceniche del Palazzetto, Castagnolo e Coltano (Federeci e Mazzanti).

Ancora la fig. 10 indica l'andamento del lido con documenti di frequentazione tra VIII e V sec. a.C (siti 15, 18, 19, 20 e 24) e quindi formatosi durante la fase della trasgressione versiliana, sviluppatasi dopo lo stazionamento "basso" del livello marino (-2 m) culminato circa 3500 anni or sono. Nella linea di riva impostata sul lato a mare di questo lido è significativa la mancanza di ogni accenno di protuberanze deltizie dell'Arno. D'altra parte è noto (Strabone, 5.2.5) che il ramo principale del Serchio si riuniva in Arno nel sito dove sorse il centro abitato di Pisa per cui non aveva una bocca propria in mare. Vaste zone umide dovettero rimanere racchiuse all'interno di questo lido come è documentato dallo strato di torba con materiali archeologici databili tra il tardo VII e il VI sec. a. C. a S. Rocchino (16 in fig. 10) (Vaggioli, 1990) e dalle stratigrafie delle perforazioni della zona del Massaciuccoli (livello *6d* di fig. 8 descritto in precedenza).

Infine la fig. 10 presenta la ricostruzione delle linee di riva del litorale versiliese-pisano di età basso-medievale e moderne (secoli XVI, XVII, XVIII), ricostruite sulla base della posizione di manufatti, tuttora esistenti o di sicura localizzazione, nei pressi delle rispettive linee di riva, e riporta inoltre la linea di riva del 1830 tracciata nella carta di Giò Inghirami, la prima "geometricamente" esatta che rappresenti la Toscana. È evidente la notevole progradazione del litorale versiliese-pisano in un periodo nel quale il livello del mare è risalito, mediamente, almeno di 1 m. Quest'ultimo fatto e la chiara conformazione a delta della Bocca d'Arno fin da età basso-medievale rivelano che la progradazione del litorale è stata determinata dal forte incremento di materiali detritici trasportati dal fiume, malgrado quest'ultimo abbia perduto nel frattempo l'apporto delle acque del Serchio.

Il forte incremento del trasporto solido dell'Arno non è spiegabile con le variazioni climatiche succedutesi

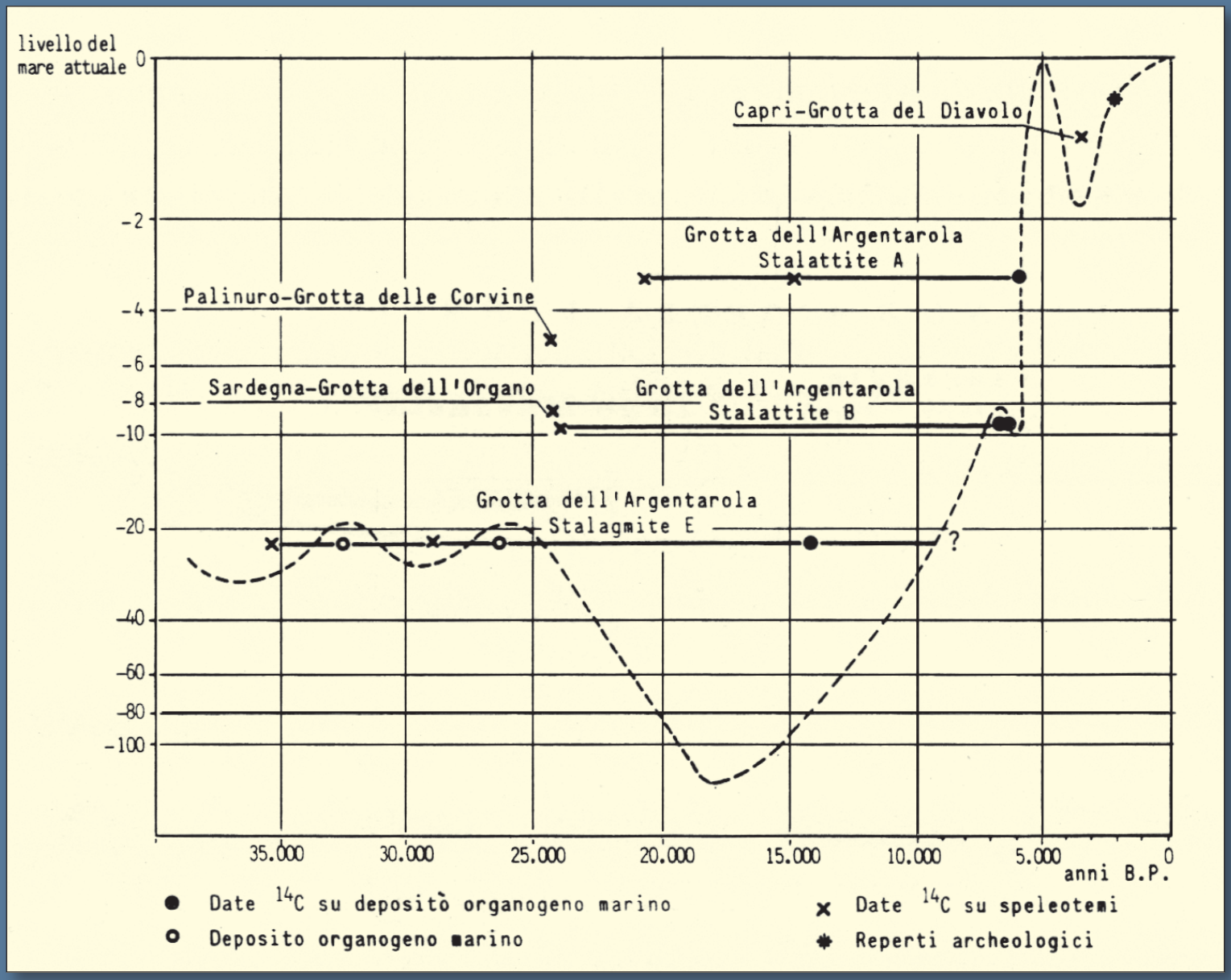


Fig. 9 - Oscillazioni del livello marino nel Tirreno centrale negli ultimi 40.000 anni (Pleistocene superiore - Olocene). Le ordinate sono in scala logaritmica (da Alessio *et al.*,1992).

negli ultimi 3000 anni, che non hanno comunque provocato forti oscillazioni del livello del mare. Di conseguenza la spiegazione del fenomeno va ricercata, in netta prevalenza, nelle attività antropiche.
I bacini imbriferi dell'Arno, Serchio e Magra, i corsi d'acqua principali influenti sul litorale versiliese-pisano, sono stati oggetto di frequentazione antropica fin dal Paleolitico inferiore. Anche se non possiamo escludere un primo, debole, impatto sugli equilibri naturali dei cacciatori paleolitici dal momento che furono in grado di usare il fuoco a loro piacimento, è con le "scoperte'' neolitiche dell'allevamento del bestiame e dell'agricoltura che le attività umane assumono una rilevanza del tutto particolare in questi equilibri. Infatti nell'agricoltura primitiva fu diffusa la pratica del "debbio", o incendio degli appezzamenti da deforestare, con lo scopo non solo di eliminare gli alberi ma di fornire ceneri capaci di rendere i terreni fertili per alcuni anni. E malgrado sembri che le popolazioni neolitiche non abbiano superato una densità di un abitante per km^2 Deevey, 1960) e abbiano dissodato i terreni con il solo uso di zappe, le loro attività agricole si sono protratte per circa 4000 anni, ovviamente senza prevedere alcuna reintegrazione di fertilità e rigenerazione dei terreni sfruttati (abbandonati del tutto o lasciati a magri pascoli dopo il ciclo produttivo agricolo) per cui è impensabile non abbiano influito negli assetti dei territori.
Gli studi più recenti hanno rivelato che il popolamento neolitico in Toscana (Grifoni, Cremonesi e Tozzi, 1994) è stato piuttosto intenso soprattutto nelle valli alluvionali, con terreni più adatti alle attività agricole e conseguentemente deforestati per primi, e lungo la costa, in relazione all'inizio dei rapporti marittimi tra la regione e le isole del Tirreno.
Verso la fine del III millennio inizia in Toscana lo sfruttamento delle notevoli risorse minerarie presenti specialmente lungo la costa (Alpi Apuane, Colline Metallifere) e all'Isola d'Elba: lo sfruttamento del legname dovette ricevere, con questa nuova attività, un grandissimo impulso. Altri nuovi impieghi del legname, specialmente di qualità pregiate e di tronchi di ragguardevoli dimensioni, furono introdotti dallo sviluppo edilizio conseguente al sinecismo etrusco e al continuo aumento delle costruzioni navali. Così un forte depauperamento della foresta originaria deve essere avvenuto durante la prima metà del I millennio. Verosimilmente gli alberi furono abbattuti senza nessuna tecnica di ripristino forestale per cui nel migliore dei casi (cioè quando non furono operati dicioccamenti per introdurre l'agricoltura) le originarie fustaie furono ridotte a cedui.
La moderna scienza pedologica ha messo in evidenza la funzione del manto forestale nel produrre e conservare la coltre superiore, detta "suolo" - a origine mista organica e minerale - che riveste, con spessori vari fino talora di alcune decine di metri, la roccia inalterata, non adatta allo sviluppo delle colture né delle piante spontanee erbacee o arboree.
Lo sviluppo di un suolo è sempre un'operazione complessa e generalmente lenta, mentre la sua distruzione può essere velocissima: essa è favorita dal taglio della foresta, specialmente se seguìto da dicioccamento delle radici e dall'introduzione delle arature (sempre più profonde con il progredire dell'agricoltura e, dalla prima metà del I millennio, eseguite con gli "arati a chiodo"). Né l'abbandono delle colture di campi già predisposti e a produzione agricola favorisce il ripristino dei suoli, incrementando invece - senza l'applicazione di specifiche tecniche di recente introduzione - la loro completa erosione. Particolarmente degradante per i suoli si è poi rivelato il passaggio dall'uso agricolo a quello pascolivo.

Nella storia di molti territori è possibile seguire l'evoluzione delle attività antropiche, spesso indipendentemente dall'evoluzione del clima, secondo il ciclo deforestazione-agricoltura-pastorizia.
Il primo termine di questo ciclo è in genere breve e irreversibile nel senso che un'area privata della foresta primigenia può essere rimboschita (artificialmente o naturalmente) ma è in pratica impossibile in entrambi i casi che i nuovi boschi tornino a riprodurre le stesse caratteristiche della foresta originaria, sviluppatesi in tempi lunghissimi e sotto condizioni climatiche variate (specialmente alle nostre latitudini) per le stesse lunghezze dei periodi di formazione.
Il secondo termine - che può anche mancare - può essere breve o lungo a seconda delle vicende delle popolazioni; esso in genere si e sviluppato in passato in conseguenza di fasi d'incremento demografico o, comunque, ha richiesto tali incrementi per il suo progresso.
Il terzo termine ha seguìto - verosimilmente in parte incrementandole - le depressioni demografiche, ha avuto in genere durate molto lunghe e quasi sempre ha causato erosione dei suoli e dissesti idrogeologici.
La connessione di questi due ultimi fenomeni è ben nota; il suolo, protetto dalla foresta, regima i flussi idrici sotterranei, trattenendo grandi quantità di acqua delle quali permette il lento e diretto ritorno all'atmosfera attraverso l'evaporazione, di conseguenza allunga i tempi di corrivazione e diminuisce e regola l'entità delle piene fluviali di pianura. In collina e montagna la presenza di aree ricoperte anche da sottili suoli ritarda la degradazione delle rocce altrimenti molto esposte agli agenti erosivi del gelo, della pioggia e dell'insolazione, esercitando una notevole azione di protezione da frane e scoscendimenti.

Per i bacini idrografici che sottendono il litorale versiliese-pisano non esiste - al momento - una copertura completa di carte con informazioni pedologiche, morfologiche e vegetazionali adatte a definire le condizioni di stabilità - o meno - dei versanti vallivi. Da un punto di vista molto generale la fig. 11 può servire per uno speditivo approccio alla definizione di queste condizioni.
Le aree A, di affioramento di rocce del substrato dei cicli del Neogene e del Pleistocene inferiore, per il fatto di corrispondere ai rilievi maggiori e di più alta energia e per essere ricoperte solo parzialmente da suoli frammentari, recenti e sottili, sono quelle maggiormente esposte alle azioni erosive e nelle quali la deforestazione - anche se avvenuta probabilmente più tardi - ha provocato i danni maggiori e i rimboschimenti hanno incontrato le maggiori difficoltà, favoriti solo dalla scarsa fertilità dei luoghi che in genere non sono stati interessati da ampi impianti agricoli (salvo l'area del Chianti che costituisce un caso del tutto particolare, come sostenuto da Azzori e Rombai, 1991).
Le aree B, corrispondenti al paesaggio collinare toscano dei depositi dei cicli del Neogene e Pleistocene inferiore, caratterizzati da debole energia del rilievo ma da sedimenti facilmente erodibili e ricoperti da suoli frammentari, sottili e recenti, sono state ormai private del manto forestale originale nei vasti affioramenti argillosi, mentre risultano rimboschite a ceduo nelle fasce di affioramenti di sabbie e di conglomerati.
Le aree C corrispondono al Terrazzo I, "alto" (fino a 125 m di quota) del Pleistocene medio, caratterizzato dalla presenza di industrie del Paleolitico inferiore e da ultisuoli e alfisuoli ampiamente diffusi e talora di notevole spessore. La posizione di queste aree marca antiche paleospiagge e depositi fluviali pre-

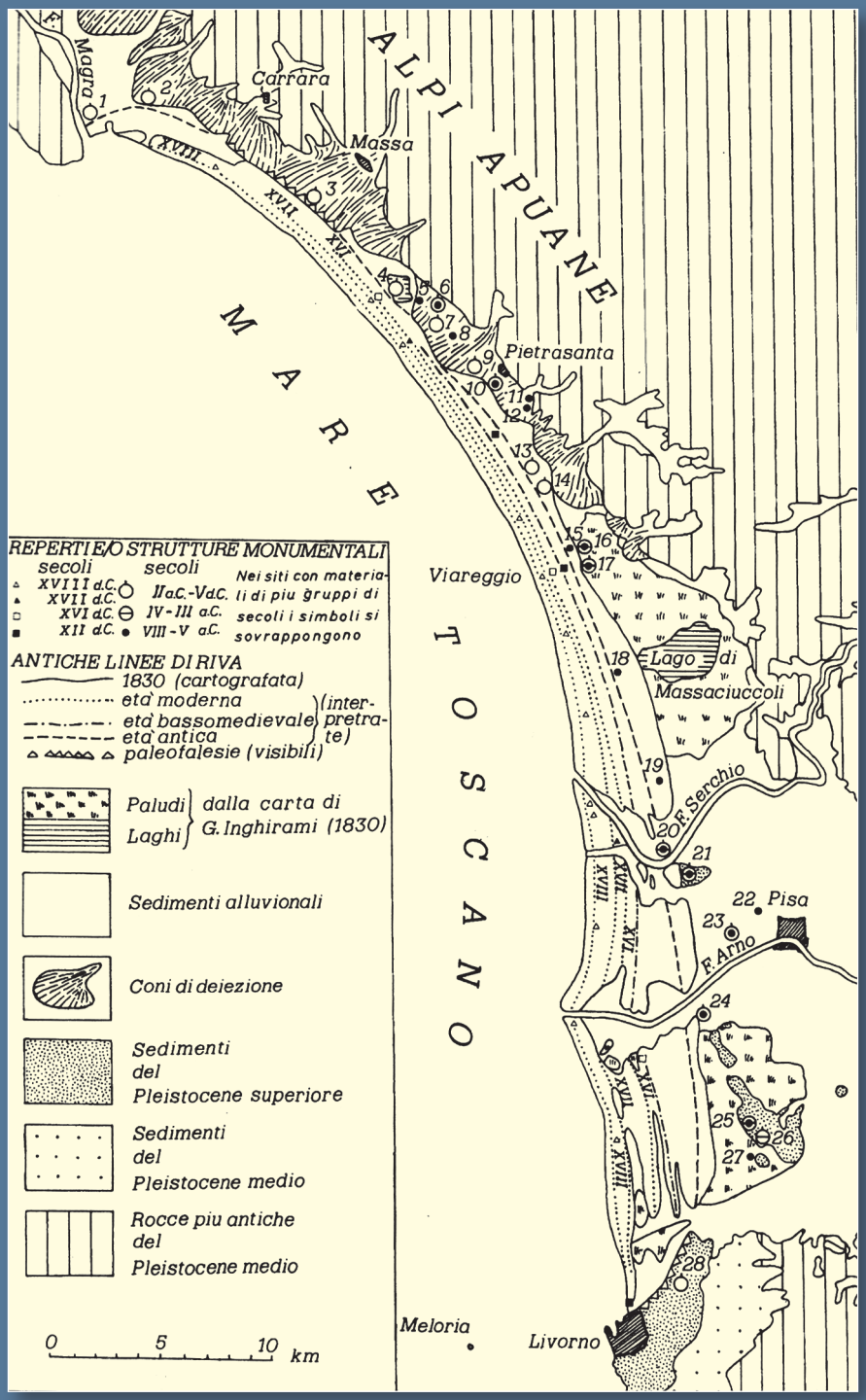


Fig. 10 - Le antiche linee di riva tra Livorno e Bocca di Magra in relazione ai siti archeologici più significativi.

cedenti lo sviluppo dell'interglaciale del Tirreniano. Per l'alta acidità questi suoli sono più adatti al bosco che alle colture, secondo quanto è stato selezionato - verosimilmente senza consapevolezza - in secoli di attività umana specialmente nelle Cerbaie e nella bassa Val di Cecina.

Le aree D sono occupate dai depositi terrazzati del Pleistocene superiore, caratterizzati dalla presenza di industrie del Paleolitico medio e di inceptisuoli di spessori generalmente modesti. Corrispondono al Terrazzo II o "basso", ben sfruttabile per le colture agricole quando sostenute da adeguati impianti irrigui. Questo terrazzo rappresenta la posizione delle paleospiagge e dei depositi eolici a queste collegati nelle diverse fasi tirreniane e dei corsi d'acqua nelle fasi iniziali dell'ultima glaciazione.

Le aree E corrispondono ai depositi alluvionali fluviali (E1), palustro-lagunari (E2) e dei lidi e dune litoranei (E3) dell'Olocene. In fig. 11 è inoltre segnata la batimetrica di -100 m, che corrisponde - come riferito in precedenza - più o meno alla linea di riva di circa 18000 anni or sono; inoltre sono segnate la linea di riva di circa 3000 anni fa, al limite del lido frequentato dall'VIII sec. a.C., la linea di riva del 1830, ripresa dalla carta di Giò Inghirami a sua volta redatta dai rilievi originali per il Catasto Ferinandeo-Leopoldino eseguiti tra il 1818 e il 1825, e - infine - la linea di riva attuale che, alla scala del disegno, rivela solo un notevole arretramento - rispetto a quest'ultima- del tratto apicale dell'Arno e lievi progradazioni in tutto il resto del litorale versiliese-pisano.

Dalla carta di fig. 11 si può trarre con molta evidenza lo sviluppo in orizzontale della trasgressione versiliana. Questo sviluppo dai 18000 ai 5000 anni or sono ha portato la linea di riva fino a lambire il piede occidentale dei Monti d'oltre Serchio con una ingressione marina di almeno 32 Km e, dopo una piccola retrocessione collegata alla oscillazione negativa del livello del mare di circa 2 m culminata intorno a 3500 anni fa, invece di riprendere ad avanzare, secondo l'innalzamento del livello del mare degli ultimi 3000 anni, ha soffermato la linea di riva sull'orlo esterno del lido frequentato dall'VIII sec. a.C. per poi invertire l'andamento trasgressivo in una regressione marina su tutto il litorale versiliese-pisano (con punta di circa 7 km a Bocca d'Arno) che mostra progradazione fino almeno al 1830. Già abbiamo precisato i motivi che ci fanno ritenere quest'ultima progradazione della spiaggia del litorale versiliese-pisano, nel litorale toscano altrove semi-stabile o in leggera retrocessione (Bossio *et al.*, 1986), come dovuta al grande incremento degli apporti solidi dei fiumi maggiori (un fenomeno analogo si è verificato in Toscana solo alla Bocca d'Ombrone) conseguente alla deforestazione di origine antropica.

Nella carta di fig. 12 sono segnalate solo le aree umide maggiori esistenti nel 1830: i laghi e le paludi di Massaciuccoli e di Bientina, le paludi di Fucecchio e dei dintorni di Coltano. Altre paludi, allora esistenti nelle aree di inter-duna della zona E3, non sono state indicate (come del resto le minori estranee a quest'area: Seccagna di Luni, Porta di Versilia, Agnano Pisano, Sibolla nelle Cerbaie) per non appesantire il disegno con simboli troppo piccoli di non immediata lettura.

La definizione delle aree occupate da paludi nel passato presenta notevoli difficoltà alla individuazione di campagna in quanto è rilevabile solo attraverso indagini di scavi o di perforazioni, metodi da considerarsi "puntiformi" nell'ampia pianura versiliese-pisana. Infatti i depositi di superficie di questa pianura rivelano l'esistenza di paludi solo - e non sempre - nelle aree nelle quali queste ultime sono state prosciugate più di recente e dove d'altra parte la loro



Fig. 11 - Sviluppo in orizzontale della “trasgressione versiliana” che, nel periodo di tempo compreso tra 18.000 e 5.000 anni or sono, ha portato a una ingressione marina di circa 32 chilometri.

esistenza era ben nota dalla cartografia del secolo scorso e degli inizi di quello attuale. Altrove una coltre di depositi misti tra l'alluvionale e il detritico, naturali e/o artificiali (si pensi alla diffusione delle "colmate" con spandimento di sedimenti trasportati da diversi "collettori" allacciati a corsi d'acqua mutati nel tempo), in parte "pedogenizzati" dal prolungato esercizio agricolo, forma una coltre superficiale di interpretazione generalmente non conforme con i canoni sedimentologici normali.

Così la precisazione dell'evolversi dei diversi ambienti sedimentari nella pianura versiliese-pisana non può essere basata solo sulle informazioni, preziose ma limitate, degli scavi archeologici e delle perforazioni (queste ultime quasi sempre eseguite al solo scopo di approvvigionamento idrico e con scarse indicazioni stratigrafiche) ma richiede l'esame delle fonti storiche cartografiche, letterarie, epigrafiche, toponomastiche, iconografiche, ecc.

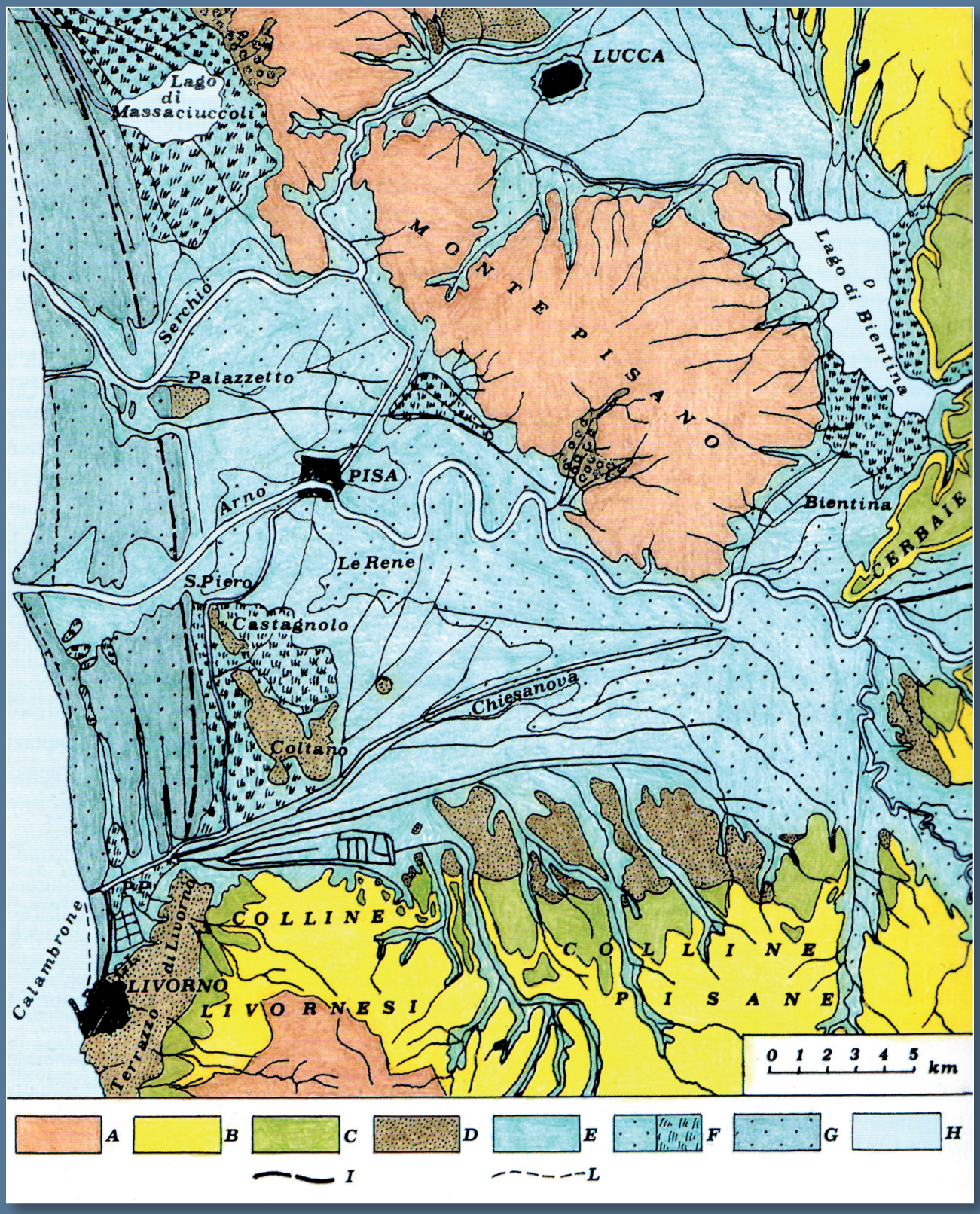
L'area pisana-versiliese si può considerare particolarmente ben fornita di fonti storiche sul territorio; ovviamente queste, abbondanti per il periodo moderno, notevoli per quello medievale, si rarefanno per i periodi romano ed etrusco.

Negli ultimi quindici anni si è sviluppata, tra diversi Istituti delle Facoltà di Lettere e di Storia dell'Università di Pisa, il Centro per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino del CNR e vari Enti e Organizzazioni (provinciali, comunali, spontanee, ecc.) con interessi sul territorio, una stretta collaborazione che ha portato a pubblicare una serie di monografie sull'evoluzione naturalistico-storica di varie località di questa pianura (Coltano, Vecchiano, S. Giuliano, Cascina, Pietrasanta) e del suo litorale. Questo materiale, in gran parte già utilizzato nella redazione della "Carta geomorfologica della Pianura dì Pisa" a scala 1:50000 (Della Rocca *et al.*, 1987), eseguita anche sulla base della aereofotointerpretazione e delle immagini da satellite, è stato ampliato e riorganizzato nella "Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini", anch'essa a scala 1:50000 ma a colori, eseguita con la collaborazione di uno stuolo di specialisti delle più diverse discipline e inserita nel volume "La Pianura di Pisa e i rilievi contermini - La natura e la storia", uscito nelle Memorie della Società Geografica Italiana nel 1994. A questo recentissimo lavoro e a quelli ancora più specifici rivolti a località più ristrette (tutti citati in bibliografia) rimandiamo per le conoscenze di maggiore dettaglio mentre cercheremo di sintetizzare al massimo la descrizione delle vicende essenziali che dall'VIII sec. a.C. ad oggi hanno plasmato il litorale versiliese-pisano e la pianura che ne è limitata verso Occidente.

La scelta dell'VIII sec. per iniziare questa rassegna appare ovvia - per quanto già precisato - visto che a quell'epoca (corrispondente con la tarda età del Ferro) risalgono i primi documenti di frequentazione del lido, ben ricostruibile lungo tutto il litorale versiliese-pisano (fig.. 10 e 11) e non più sommerso dal mare fino ad oggi.

Fig. 12 - (pagina a lato). Carta geomorfologica schematica della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini.
A - *Rocce del substrato pre - neogenico;*
B - *Sedimenti di Neogene e del Pleistocene inferiore;*
C - *Sedimenti del Pleistocene medio sul Terrazzo I;*
D - *Sedimenti del Pleistocene superiore sul Terrazzo II;*
E - *Sedimenti alluvionali della pianura olocenica;*
F - *(a puntini) Sabbie di Le Rene, (a barbette) limi e torbe palustri;*
G - *Sedimenti eolici e palustri del litorale olocenico;*
H - *Acque marine e lacustri;*
I - *Linea di riva dell'VIII sec. a. C.;*
L - *Linea di riva attuale.*

(Base topografica da Giò Inghirami, 1830 - Geologia da Mazzanti).


LUCCA
Lago di Massaciuccoli
Serchio
MONTE PISANO
Lago di Bientina
Palazzetto
PISA
Arno
Bientina
CERBAIE
Le Rene
S.Piero
Castagnolo
Chiesanova
Coltano
Calambrone
LIVORNO
Terrazzo di Livorno
COLLINE LIVORNESI
COLLINE PISANE
0 1 2 3 4 5 km
A
B
C
D
E
F
G
H
I
L

Durante l'età del Ferro nell'area pisana, con estensione dalla Versilia costiera a Castiglioncello (Livorno) lungo il litorale e fino al Valdarno medio verso l'interno (Pasquinucci, 1994) sono stati rintracciati indizi secondo i quali questo territorio è riferibile all'*ethnos* etrusco, nel quale fu comunemente diffuso lo sfruttamento capillare delle risorse territoriali quali l'agricoltura, la pastorizia, la caccia e la pesca. Sulla composizione dei boschi planiziali della Versilia (*Quercus, Fraxinus, Alnus*) nell'VIII-VII sec. a.C. è stato eseguito uno studio sul materiale ligneo proveniente dalla base della palizzata dell'insediamento di S. Rocchino (Tomei *et al.*, 1990).

Al VII sec. a.C. risale l'orizzonte archeologico arcaico con i fondi di capanna dell'area Scheibler di Pisa, con frammenti di ematite elbana e scorie di fusione del Ferro, sito paragonabile agli insediamenti coevi rinvenuti in Versilia (S. Rocchino, Pozzi e Baraglino), alla Romita di Asciano e a Bientina (Bonamici,1993).

Al V sec. a.C. risale la documentazione (Bonamici, 1990) di un canale di bonifica in località Figuretta, circa 3 km a NE di Pisa. La situazione della regione resta stazionaria fino alla fine del IV - inizi del III sec. a.C. quando nella fascia costiera a Nord dell'Arno i documenti del popolamento si rarefanno probabilmente in seguito alla discesa di genti liguri (Pasquinucci, 1994).

Pisa, la cui urbanizzazione vien fatta risalire al periodo tardo-arcaico (Bonamici, 1993), servì di base all'esercito romano durante le guerre liguri (238-177 a.C.) e ricevette un assetto municipale (dal secondo decennio del I sec. a.C.) con amministrazione del territorio compreso tra il Fiume Versilia, il Monte Pisano, e i fiumi Era e Fine.

La definitiva sottomissione dei Liguri permise, nel tardo I sec. a. C., la completa "romanizzazione" della Lunigiana, della Garfagnana e del Valdarno inferiore e medio. Furono dedotte vastissime colonie di veterani: nella Versilia costiera, dove nel 177 a.C. fu fondata la città di Luni con porto lagunare, nel Valdarno inferiore tra Vecchiano, l'Era e Coltano (*Colonia Opsequens Iulia Pisana*), nel Valdarno medio tra Castelfranco ed Empoli, nella campagna lucchese, con la fondazione di *Luca* (180 a.C.).

La deduzione di una colonia romana, sia in area già poco o affatto civilizzata sia a precedente ampia antropizzazione, fu un fenomeno di profonda rilevanza nell'assetto di un territorio. Il suo carattere più peculiare fu quello della "pianificazione" secondo uno schema generale di tutte le risorse territoriali e dell'organizzazione della loro produzione o sfruttamento.

Per quanto riguarda le linee di sviluppo generale dei territori alle quali abbiamo fatto riferimento in precedenza non c'è dubbio che la deduzione delle colonie romane nel I sec. a.C., nei bacini imbriferi che sottendono il Litorale Versiliese-Pisano, ha comportato un forte incremento demografico e un grandissimo impulso all'agricoltura con tutte le strutture di servizio quali la costruzione di centri rurali, di strade, di canali e di fosse. Di queste ultime nello scavo dell'area Scheibler è stato rintracciato un reticolo, databile tra la metà del I sec. a.C. e la metà del I sec. d.C. e interpretato come intervento di bonifica (Bonamici, 1989).

Le moderne, sistematiche, ricognizioni di campagna (Pasquinucci, 1994) hanno permesso di riconoscere le caratteristiche di molti di questi centri rurali, fattorie e *villae*, costruite ex novo al tempo della deduzione delle colonie o riadattate su strutture più antiche, risalenti talora almeno alla fine del IV - inizi del III sec. a.C.,e in genere frequentate fino al V sec. d.C. Secondo quanto documentato in altre aree centuria-

te, agli appezzamenti assegnati in proprietà è probabile si intercalassero altri ad uso comunitativo tenuti a bosco (essenziali come riserva di legna) e a pascolo, specie in vicinanza delle aree umide. Strabone (5.3.5) informa che nel I sec. d.C. legname locale e di provenienza appenninica fu impiegato diffusamente nelle costruzioni navali pisane e ampiamente esportato a Roma.

La precisa collocazione delle aree umide nel periodo romano non è stata ancora definita. Già abbiamo indicato che l'ampia fascia litoranea, segnata con E3 in fig. 11 era ancora sommersa dal mare e che dietro il lido frequentato fin dall'VIII sec. a.C. si estendeva il Lago di Massaciuccoli con vasti acquitrini a NW e SE. Al I sec. d.C. risale il riferimento di Strabone (5.2.5) alla posizione di Pisa nella confluenza tra Serchio e Arno (oggi confermata da ricerche aereofotogrammetriche di Della Rocca *et al.*, 1987) e a una suddivisione di quest'ultimo in tre rami nella Pianura di Pisa. Meno decifrabile, quest'ultima informazione, può venire interpretata (Della Rocca *et al.*, 1987) secondo gli affioramenti delle Sabbie di Le Rene che si aprono a ventaglio dal nucleo centrale di Pontedera verso i tre nuclei divergenti di Chiesanuova (quello meridionale), di Le Rene (quello centrale) e di Pisa - S. Piero a Grado (quello settentrionale) (fig. 12).

In quest'ultima località, dotata di uno scalo portuale, dovette sfociare il ramo principale dell'Arno nel I sec. d.C.

Un'altra breve descrizione del tratto di litorale vicino alla Villa Triturrita con insenatura portuale, il *Portus Pisanus* localizzato anche nell'*Itinerarium maritimum* (5.0.1), si trova nel *De Reditu* di Rutilio Namaziano con riferimento al 416 d.C. Il poeta, dopo una rapida visita in Pisa fu costretto a rimandare la partenza per le cattive condizioni del mare, per cui trascorse il tempo nelle cacce tra il sottobosco della foresta, che verosimilmente ammantava il lido, e i canneti della palude retrolitoranea. La situazione geomorfologica del luogo non doveva differire essenzialmente da quella cartografata quasi 15 secoli dopo, nel 1830, da Giò Inghirami ma la linea di riva - nel frattempo - è progradata di quasi 5 km (fig. 13) lungo la Gronda dei Lupi, o scarpata del Terrazzo II di Livorno descritta dal naturalista Giò Targioni Tozzetti nel Settecento e reinterpretata di recente (Mazzanti *et al.*, 1984).

Ancora a proposito dello sviluppo delle aree umide, nei primi secoli dell'era cristiana un ramo del Serchio, circondato da molte fattorie dell'*Ager Lucensis*, scorreva a Oriente del Monte Pisano e si riuniva in Arno presso Bientina. Il sovralluvionamento del letto di quest'ultimo ha finito per creare una bariera all'agevole deflusso delle acque di questo ramo del Serchio: si è sviluppato il Lago di Bientina nel cui alveo la presenza dei relitti di quelle fattorie, risalenti fino al VI sec. d.C., pone un limite *post quem* per la sua formazione.

Se l'indagine storica ha iniziato, in specie negli anni più recenti, a far luce sulle condizioni dei territori influenti sul litorale versiliese-pisano nel periodo precedente alla romanizzazione e al momento di quest'ultimo evento fondamentale, maggiori lacune rimangono sulle vicende e la situazione di questi territori durante la decadenza e la fine del predominio di Roma.

Per avvicinarsi a questa analisi bisogna premettere che uno degli elementi di maggiore successo nei territori romanizzati, in specie quelli sottoposti a centuriazione, può essere visto nell'ottimo equilibrio tra attività agricole nelle campagne e commerciali e amministrative nelle città. E se Pisa e i suoi approdi sono nati prima della colonizzazione romana è certamente con quest'ultima che hanno ricevuto

un grande incremento come polo accentratore delle attività di un ampio territorio e come anello di congiunzione fra l'eccellente viabilità consolare del retroterra e le rotte marittime colleganti Roma con le grandi isole tirreniche, con la Gallia Narbonese e con la Spagna.

L'Impero Romano, all'interno dei suoi vastissimi confini, fu un sistema aperto, tendente ad omogenizzare le differenze delle numerosissime popolazioni assoggettate, imponendo loro unità di leggi, di amministrazione e - nei limiti - tendente a una razionalizzazione secondo modelli uniformi - se non unitari - dell'assetto dei territori. E se gli elementi di aggregazione furono simili nelle sue diverse province, quindi di più agevole individuazione, quelli della decadenza e della disgregazione seguirono in gran parte vicende diverse in specie man mano che il grande edificio imperiale fu traversato dalle genti barbariche e, maggiormente, con la suddivisione nell'Impero d'Occidente e nell'Impero d'Oriente.

Un argomento molto importante sul quale la ricerca storica locale non ha ancora prodotto indicazioni probanti riguarda se, e nel caso in quale misura, la proprietà agraria risalente alla distribuzione di terre ai veterani nelle colonie di Luni, Pisa, Lucca ed Empoli abbia mantenuto nel tempo l'originaria suddivisione in appezzamenti medio piccoli, oppure sia stata interessata dal fenomeno dell'aumento delle proporzioni dei possedimenti fino a raggiungere le dimensioni del latifondo. È noto che quest'ultimo si è sviluppato ampiamente nell'Italia centro-meridionale a partire dai secc. II e I a.C. ed ha provocato l'esodo dalle campagne, la sostituzione del paesaggio agrario con quello pastorale e l'incremento dei fenomeni di erosione del suolo. Le indagini in tal senso hanno identificato finora nei Venulei Aproniani una famiglia di rango senatorio con grandi interessi e attività, in età imperiale, nei territori pisano, lucchese e volterrano (Shepherd, 1985). Comunque allo stato attuale delle ricerche non sembra che la frequentazione e la produzione dell'*Ager Pisanus* abbia subìto flessioni importanti fino al termine dell'evo antico (Pasquinucci, 1994).

Invece nel II sec. d.C. l'*Ager Lunensis* registrò il netto calo delle produzioni di olio e di vino con sostituzione dell'uso dei terreni al pascolo. Il numero degli insediamenti risulta poi nettamente calato nel VI sec. d.C. e nell'VIII sec. d.C. la città è quasi disabitata, mentre è praticamente abbandonata, ormai in mezzo alle paludi, nel 1204 con il trasferimento della sede vescovile a Sarzana (Delano Smith *et al.*, 1986). Anteriore all'VIII secolo è l'impianto del castagneto nel bosco misto della Lunigiana (Castelletti, 1977). In Lunigiana è quindi molto chiaramente seguibile nel periodo romano lo sviluppo delle attività agricole, con incremento demografico, e il passaggio a quelle pastorali, con forte decremento demografico, e - inoltre - il rimboschimento alto-medievale, con ampio uso del castagno in rapporti ben diversi a quelli della foresta originaria.

Nell'*Ager Lucensis* dopo la netta crisi di popolamento accertata tra la fine del I e il II sec. d.C. e la debole ripresa del tardo III sec. (Pasquinucci, 1994) gli ultimi secoli dell'evo antico e i primi dell'alto medioevo corrisposero a un costante decremento demografico e all'aumento delle aree incolte con conseguente sviluppo dei boschi e delle zone umide (formazione del Lago di Bientina).

Agli anni della frammentazione dell'Impero con la guerra greco-gotica, seguì la conquista longobarda che però non avvenne uniformemente in tutta la Toscana. Si formarono delle discontinuità negli ambiti territoriali in specie per la conquista, nell'area del territorio interessante questo articolo, delle valli del

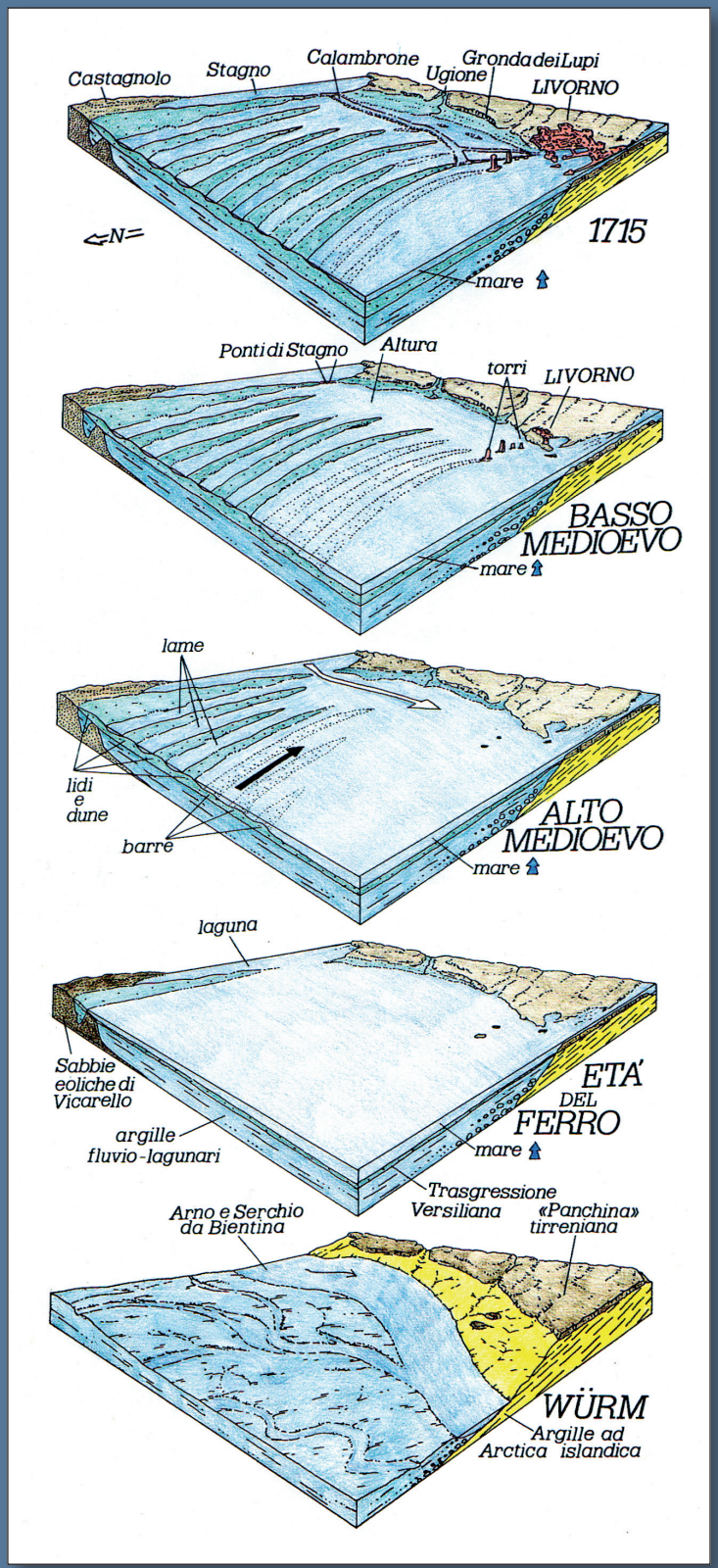


Fig. 13 - Stereogrammi rappresentanti alcune tappe fondamentali dello sviluppo geomorfologico dell'area di Porto Pisano:
Würm - Fase di eustatismo negativo: il "paleo Arno e Serchio da Bientina" erode la "Panchina" e le sottostanti Argille ad *Arctica islandica,* dando origine alla Gronda dei Lupi e, contemporaneamente, al Terrazzo di Livorno; nella pianura di Pisa, assai più bassa (almeno di 100 m) del livello attuale, si depongono ghiaie e sabbie fluviali provenienti in prevavalenza dai Monti Pisani.

Età del Ferro - Massima estensione della trasgressione versiliana, legata agli ultimi sollevamenti eustatici e giunta al piede della Gronda dei Lupi e degli accumuli delle Sabbie eoliche di Vicarello presso Castagnolo e Coltano; questa situazione doveva sussistere ancora nel II - I secolo a.C.

Alto Medioevo - Sviluppo delle barre, dei lidi, delle dune e delle "lame", legato all'incremento del trasporto solido dell'Arno conseguente alla deforestazione e sviluppo dell"agricoltura a partire dal II - sec. a.C.; la freccia nera indica la direzione ed il senso del trasporto litoraneo dei materiali detritici, la freccia bianca indica la posizione, direzione e senso delle correnti di riflusso che tennero sgombro l'ingresso al porto pisano.

Basso Medioevo - Situazione nel XIII secolo.

1715 - Situazione nel periodo moderno secondo le descrizioni di Targioni Tozzetti.

Chiecina, dell'Era, del Cascina e dell'Isola (di competenza ex pisana e/o volterrana) da parte dei Longobardi insediati a Lucca. La fascia costiera pisana fu conquistata dai Longobardi dopo il 603 e vi furono istituite, tra il Lago di Massaciuccoli e l'Ardenza, ampie proprietà regie (Ceccarelli Lemut).
Secondo Toubert (1983) durante la dominazione longobarda accanto alle ampie aree coperte di boschi (verosimilmente in parte di nuova formazione), come la *Silva Palatina* tra il Iago di Massaciuccoli e il Serchio, la *Silva Tumulus* lungo il litorale tra questo e l'Arno, la *Silvalonga* nel Valdarno inferiore, fu presente la piccola e media proprietà, con insediamenti rurali sparsi e punti di riferimento nelle pievi, mentre la grande proprietà laica ed ecclesiastica iniziava ad organizzarsi nel sistema curtense.
Al dominio longobardo seguì quello carolingio dei Franchi, i primi barbari che discesero in Italia già convertiti al Cattolicesimo tanto che ricondussero ad unità i distretti territoriali civili con quelli ecclesiastici. Questa operazione causò in seguito una successione notevolissima di controversie sulle spettanze dei territori che cambiarono di distretto (in genere tra Lucca e Pisa).
I secoli del dominio carolingio coincisero con il massimo sviluppo del sistema curtense, con aziende agrarie di notevoli dimensioni, nelle quali la *pars dominica* veniva curata direttamente dal proprietario per mezzo di servi e la *pars massaricia* era curata da coltivatori che dovevano tuttavia fornire prestazioni d'opera (da due a tre giorni la settimana) anche alla *pars dominica.* Ne risultarono rapponi tra "*domini*" e "*massari*" non solo economici ma prevalentemente giurisdizionali che dettero vita a un sistema chiuso che resse fino agli inizi del X secolo quando gran parte dell'immobile signoria agraria delle campagne del mondo alto-medievale fu scossa dallo sviluppo delle attività imprenditoriali maggiormente aggregantesi nei centri cittadini che finirono per organizzarsi nei Comuni.
Nei bacini fluviali del Magra, del Serchio e dell'Arno Io sviluppo dei Comuni trovò, tra i secoli XI e XIV, un terreno fertile per l'attitudine all'artigianato e ai commerci delle popolazioni e per l'abilità nelle attività finanziarie dei membri di alcune famiglie e consorterie. Esso comportò la crescita delle città, la riorganizzazione delle vie di comunicazione (ancora preferibilmente attraverso fiumi e canali) e, ovviamente, ebbe una forte influenza sulla conduzione delle campagne, specialmente nei territori più vicini a grandi centri comunali: Arezzo, Firenze, Prato, Pistoia, Empoli, Lucca, Pisa, Massa, Carrara, Sarzana.
La crescita dei Comuni determinò un forte incremento demografico con le conseguenze dell'aumento dei terreni messi a coltura e con il perfezionamento delle tecniche agrarie verso una migliore e maggiore produzione. Dato che le fonti energetiche rimasero ancora quella idraulica e quella della legna da ardere, al periodo comunale corrisponde un nuovo forte incremento nel taglio dei boschi, anche per l'estensione degli abitati nelle parti medio-alte delle valli che maggiormente si prestavano all'impianto di marchingegni a movimento idraulico. In pianura l'estensione dei centri abitati comportò spesso Ia necessità di prosciugare aree palustri o di eseguire importanti opere idrauliche ai corsi d'acqua nel tentativo di impedirne le esondazioni. Il prosciugamento di alcune paludi dei sobborghi cittadini (per es. il quartiere di Chinzica a Pisa) fu ottenuto in prevalenza con lo scavo di fosse di sgrondo anche se sembra siano stati effettuati (Targioni Tozzetti, 1761) i primi tentativi di messa in colmata di alcune aree della Valdinievole.
La difesa dalle esondazioni fluviali fu ricercata con la costruzione di argini, con lo scavo di fosse sfioran-

ti le piene, con l'esecuzione dei primi tagli di meandri fluviali per accelerare Io smaltimento delle piene (famosi sono i tagli dei meandri delle Cascine Nuove di S. Rossore risalenti alla prima metà del Trecento). I Lucchesi sembra che abbiano canalizzato il Serchio deviandolo ad Occidente della città e convogliandone maggiormente la corrente verso il ramo di Ripafratta per toglierlo al rifornimento delle acque del Lago di Bientina le cui esondazioni erano deleterie per la fertile campagna ad Oriente della città.

Tra le maggiori produzioni che furono alla base della crescita economica dei Comuni in Toscana, quelle dei "panni lani" e dei "cuoi" comportarono un grande sviluppo delle greggi con un fortissimo incremento del fenomeno della transumanza nella stagione invernale verso le pianure, specie di Maremma ma anche del Litorale Versiliese-Pisano, visto che i pascoli di montagna non furono più sufficienti a sostenere l'aumento del numero dei capi. Lo sviluppo della transumanza nelle montagne toscane si fece più generale nel basso-medioevo, dopo il Duecento, al momento di culmine della produzione delle Arti della Lana e del Cuoio. Esso sembra aver coinciso (Wickham, 1990) con un forte incremento dell'introduzione del castagneto nei boschi misti al di sotto della fascia della faggeta e con la sostituzione dei boschi di crinale, possibili alle quote non eccessive delle cime arenacee appenniniche relativamente dolci, con pascoli estivi che verosimilmente furono presto sovrasfruttati.

Nel breve giro di tre-quattro secoli si riprodussero in Toscana fenomeni che presentano alcune analogie con quelli avvenuti - nel più lungo periodo della dominazione romana - e cioè dell'incremento demografico e dello sviluppo agricolo cui è seguito quello dell'aumento della pastorizia e di un notevole calo demografico. Quest'ultimo è conseguito allo sviluppo delle grandi epidemie di peste del Trecento e alle continue guerre che portarono alla dominazione di Firenze sulla maggior parte della regione e si conclusero - dopo i due assedi di Pisa terminati nel 1406 e nel 1509 - con la conquista di Siena nel 1555. Ma già nella seconda metà del Trecento gli elementi di decadenza del territorio toscano sono rintracciabili nel paesaggio montano dove l'eccessivo sfruttamento silvopastorale porta alla diminuzione dell'insediamento sparso, conseguente anche al fenomeno dell'incastellamento, e all'abbandono dei coltivi con incremento dei fenomeni erosivi. Inoltre nel Valdarno inferiore e nelle Colline Pisane i danni e gli abbandoni collegati alle lunghe guerre si uniscono a quelli dovuti all'incremento delle esondazioni fluviali conseguenti al degrado montano nel far crollare radicalmente quella che può essere considerata l'equilibrata situazione territoriale del periodo comunale.

Sull'incremento del trasporto solido fluviale in questi secoli abbiamo un'unica documentazione, che tuttavia è molto indicativa: essa è schematizzata in fig. 10 nella quale la linea di riva basso-medievale (intorno alla metà del Trecento) appare progradata di più di 2 km in corrispondenza dell'apice del delta dell'Arno che - ripetiamo - non risultava ancora pronunciato in epoca romana.

Dalla seconda metà del Cinquecento il definitivo avvento della Signoria dei Medici in Firenze impone la fine dei conflitti tra città e cittadine toscane e riunisce sotto un unico governo tutto il Valdarno, la Lunigiana (salvo le *enclaves* della Casa d'Este e della Casa Cybo-Malaspina) e la Versilia (eccettuato l'*enclave* del Ducato di Lucca che rimane padrone della Garfagnana - salvo l'alta valle estense - e della Piana di Lucca). Il nuovo assetto geopolitico rimarrà invariato, a parte la sotituzione al trono di Toscana

della Casa Asburgo-Lorena alla estinta (1737) Casa Medici e le vicende del breve periodo napoleonico, per tre secoli fino all'Unità d'Italia.
Le fortune finanziarie e politiche di Casa Medici fin da molti anni prima della definitiva presa del potere a Firenze, corrisposero alla creazione di un ingente patrimonio agrario in tutta la Toscana. Questo fu fortemente accresciuto nei territori del Valdarno inferiore già in mano a famiglie pisane decadute o che avevano abbandonato Pisa negli anni dei fatti d'arme. Insieme ai Medici ampi appezzamenti di terreni passarono a famiglie fiorentine loro collegate, come i Salviati e i Riccardi. Nel Valdarno inferiore si venne così a formare un nuovo latifondo che si andò ad aggiungere a quello preesistente dei beni ecclesiastici mentre la progradazione del litorale faceva emergere in continuazione nuove terre che si aggiungevano alle vaste tenute della costa.
Gran parte dei territori che passarono a queste nuove proprietà, spesso già abbandonati e posti al limite di zone umide, finirono per venire inglobati da queste e furono tenuti a pascolo e per la caccia.
D'altra parte il possesso di sempre maggiori riserve e l'esercizio della caccia furono tenuti nella massima considerazione dai membri della famiglia regnante, di quelle collegate da vecchia data e delle nuove che riuscivano ad essere accettate nel Sacro Ordine di S. Stefano. Questo, creato per combattere in mare i musulmani, divenne centro delle operazioni di affidamento nobiliare per i possedimenti terrieri in tutta la Toscana regolando le commende nel regime di "rifeudalizzazione" istituito da Casa Medici. A partire dalla metà del Cinquecento i granduchi emisero una serie di moti-propri molto severi per la protezione dei boschi e gli esercizi della caccia e della pesca nelle acque interne. D'altra parte gli stessi granduchi subentrarono in proprio nel monopolio della Magona per la lavorazione del ferro elbano, trasportato nei luoghi, come il Pistoiese o l'alta Versilia, dove ampi boschi furono sottratti agli usi civici per essere riservati al funzionamento delle ferriere. Né fu positiva, per la conduzione dell'agricoltura nella Toscana a conduzione mezzadrile al centro dello stato fiorentino, dalle colline a Sud di Firenze, alla Valdelsa, al Chianti, al Valdarno superiore, alle pianure di Prato e Pistoia, la politica medicea di monopolio dei mercati del grano con gestione della produzione - ancora tipo "gran coltura" - della Maremma ex senese e con l'immissione nel mercato di grandi quantità di cereali acquistati sui mercati esteri e fatti confluire nel Porto di Livorno.
Tra Cinquecento e Seicento la costruzione del porto, delle fortezze, dei lazzaretti e della città di Livorno corrispose al maggiore intervento sul territorio legato alle grandi capacità imprenditoriali e mercantili di Casa Medici. Questa operazione fu corredata dallo scavo del Canale dei Navicelli per collegare il nuovo porto con Pisa e quindi via Arno con Firenze e la Valdinievole e, attraverso la riattivazione del Canale di S. Giuliano, via Serchio con Lucca.
Del tutto meno incisivi furono gli interventi dei regnanti di Casa Medici riguardo a miglioramenti nelle devastatissime condizioni idrauliche dei territori toscani, sottoposti - fra l'altro - all'aumento delle precipitazioni conseguente l'innescarsi della "piccola età glaciale". L'intervento mediceo fu rivolto principalmenle nelle zone dove la Casa possedeva interessi propri, spesso con la privativa sulle peschiere e conseguentemente con l'interesse del mantenimento delle zone umide. Questa situazione è stata così sintetizzata da Azzari e Rombai (1991): "Nel Seicento e nella prima metà del Settecento la bonifica venne quasi ovunque trascurata, e non pochi terreni recuperati nel recente passato alle coltivazioni tornarono

anzi a impaludarsi e a infettarsi di malaria. Assistiamo in questo periodo, all'ultimo colpo di coda dello sfruttamento a pascolo e dell'allevamento transumante (soprattutto nella Toscana costiera e nord-occidentale), perché la parallela flessione demografica portò alla riduzione delle aree a coltura".

Il ristagno demografico, perdurato per tutto il Cinquecento, raggiunse la massima flessione negli anni '30 del Seicento in corrispondenza delle nuove endemie di peste e non si ebbe una inversione di tendenza che cento anni dopo, negli anni '30 del Settecento. Tuttavia, sia pure in una congiuntura economica di stagnazione generale, del resto comune ad altre regioni italiane, nella seconda metà del Cinquecento e nei primi decenni del secolo successivo, furono riorganizzati dai regnanti di Casa Medici gli enti governativi destinati alla gestione del territorio e furono eseguite notevoli opere idrauliche in specie nel Valdarno inferiore. Si trattò in prevalenza dello scavo di canali per aumentare la velocità di scorrimento delle acque fluviali e facilitare il drenaggio delle piene. Sono famosi il taglio del meandro di Metato nel Serchio (1579) e i tagli dei meandri d'Arno di Bientina e di Vicopisano (1563-64). Questi ultimi richiesero una serie di interventi nei canali emissari del Lago di Bientina. L'operazione dovette essere concordata fra i governi di Firenze e di Lucca e si inserì in una disputa più che secolare che aveva veduto erigere argini e tagliare vari emissari (Ceccarelli Lemut *et al.*, 1994).

Altre operazioni idrauliche di grande impegno riguardarono lo scavo di canali emissari di aree impaludate: nel 1554 del Fosso Reale Nuovo per la sistemazione idraulica della pianura a Nord delle Colline Pisane; nel 1569 dell'Usciana, raddrizzata e approfondita, per favorire il drenaggio del Padule di Fucecchio; inoltre, sempre nella seconda metà del secolo dopo la riescavazione del Canale di S. Giuliano, fu restaurato il complesso sistema di fosse (Maltraverso, Maltraversino, Vicinaia) per drenare la depressione di Asciano, che ripetutamente si impaludava, malgrado il tentativo di bonifica operato dai marchesi Cybo-Malaspina (Morelli, 1980). Fu così riattivata la comunicazione tra questa palude e il Fiume Morto. Ma l'operazione che dette i risultati migliori fu senza dubbio il "taglio ferdinandeo" della Bocca d'Arno, eseguito nel 1606 su suggerimento dell'idraulico Pugliani. Fu voltata la bocca del fiume da verso Libeccio a verso Maestrale nell'ultimo tratto di circa 2 km in modo da evitare che le onde del mare, nelle tempeste cicloniche, penetrassero nel fiume e ne impedissero il deflusso in mare causando allagamenti fin verso i sobborghi occidentali di Pisa.

Non tutte le operazioni idrauliche ebbero un buon successo. Tra i tentativi non riusciti vanno ricordati gli allestimenti degli scolmatori d'Arno a Putignano (1558) e a Fornacette (1568). Non dettero i risultati sperati, non evitando le esondazioni in Pisa ma determinando il maggiore allagamento delle campagne della Pianura Meridionale Pisana, tuttavia è probabile che col loro allestimento si tornasse a sperimentare la tecnica delle colmate per innalzare le superfici delle aree palustri più depresse.

Tra le operazioni non riuscite vanno ricordati i tentativi di deviare la Bocca del Fiume Morto nel Serchio (1560 e 1612). Né i frequenti insuccessi delle operazioni idrauliche cinquecentesche si limitarono al Valdarno inferiore. Essi complessivamente riguardarono anche i tentativi operati nel Litorale Versiliese, di recente esaminati dalla Azzari (1993) e imputati "... soprattutto al mancato collegamento tra disordine idraulico della pianura e dissesto idrogeologico della montagna, dove, nonostante la legislazione di tutela, i boschi erano sottoposti a uno sfruttamento

eccessivo da parte dei montanini e dell'industria locale".

I granduchi di Casa Medici dopo la morte di Ferdinando I non hanno più raggiunto l'efficienza e il dinamismo che aveva caratterizzato anche il ducato di Cosimo I. Al contrario si sono chiusi in una politica di sopravvivenza conservatoria che, nella mutata situazione dei rapporti tra stati europei e nei confronti delle nuove possibilità seguite alle recenti grandi scoperte geografiche e, inoltre, con il naturale superamento del pur splendido movimento culturale fiorentino dell'Umanesimo e del Rinascimento, hanno lasciato scivolare la Toscana in una situazione di netta depressione. Questa è durata per più di cento anni, visto che la dinastia dei Medici si è estinta nel 1737 e che i nuovi granduchi di Casa Asburgo-Lorena, designati al trono toscano dalle altre potenze europee, non si trasferirono a Firenze, governando attraverso "reggenti", fino all'incoronazione di Pietro Leopoldo nel 1765.

All'insediamento di questo nuovo regnante la situazione economica, giuridico-amministrativa e territoriale del Granducato era fortemente dissestata. Pietro Leopoldo intraprese un'opera riformatoria drastica, da liberista convinto, sulla quale non possiamo dilungarci in questa sede per cui riportiamo il conciso giudizio di Azzori e Rombai (1990): "Lo stato di cose che venne a verificarsi nelle zone di montagna, nel groviglio dei suoi aspetti positivi e negativi, fu, sicuramente e ovunque, complesso e contradditorio. Di sicuro, in molte zone saltarono i delicati equilibri che reggevano i rapporti economici e sociali e si registrò un graduale peggioramento delle condizioni di vita di ampi strati della popolazione (se non di tutti), per l'alienazione dei patrimoni fondiari di proprietà pubblica ad un numero esiguo di benestanti, in maggioranza locali, per l'abrogazione degli antichi "usi civici" di pascolo, legnatico e semina; per l'aumento dei prezzi dei cereali, quasi tutti d'importazione; per la grave crisi che colpì l'allevamento montano, in conseguenza del processo di bonifica idraulica e di colonizzazione agricola che investì la Maremma dalla metà del Settecento in poi, e della drastica riduzione delle opportunità di pascolo nella stessa montagna, per la soppressione del compascuo e la privatizzazione delle proprietà collettive". Così negli ultimi 30 anni del Settecento a un generale incremento demografico in Toscana fa riscontro un ristagno o addirittura un decremento in molte aree montane nelle quali divengono più frequenti gravi fenomeni di dissesto idrogeologico. Questi tra l'altro furono favoriti dall'estensione in alto delle coltivazioni, con l'antico sistema delle "terrazzette" o "pianelli", piccole gradonate di massi divelti in loco allestite per sostenere lo scarsissimo suolo nei versanti denudati del bosco. Questo fenomeno indirettamente fu incrementato dalle leggi del 1769-80 che dettero ai propietari la piena disponibilità della gestione dei loro terreni lasciando che si compissero tagli indiscriminati di alberi.

Ma le leggi di Pietro Leopoldo riguardanti la gestione del territorio in altri ambienti meno "estremi" della montagna ebbero risultati non contraddittori, senza dubbio nell'insieme positivi. Esse derivarono dall'idea fondamentale di riformare e migliorare l'agricoltura - in pratica la maggiore risorsa rimasta disponibile in Toscana nel Settecento - servendosi dell'operosità di privati possessori che curassero direttamente le loro proprietà.

Il carattere innovativo di queste leggi fu dirompente se pensiamo che andarono ad investire privilegi e consuetudini sviluppatisi nei secoli della dominazione medicea ma, spesso, derivanti anche da più antichi vincoli medievali. In modo particolare le di-

sposizioni per l'abolizione delle "manimorte", dello svincolo dei "fidecommissi" e quelle sulle "allivellazioni" delle grandi proprietà di enti laicali e religiosi e della stessa Corona, cui erano passate le molte fattorie medicee, insieme a nuove regole sul contratto mezzadrile, del quale finalmenle veniva riconosciuta la fondamentale importanza nel buon governo della migliore agricoltura toscana, furono i cardini per il rilancio di quest'ultima secondo il modello dell'appoderamento e della policoltura in campi circondati da fosse drenanti e da filari di alberi.

Intanto nei centri culturali europei e toscani, in modo particolare l'Università e l'Ufizio dei Fossi di Pisa e l'Accademia dei Georgofili di Firenze, venivano affinate le teorie sul controllo "contingente" delle acque e sulla "bonifica integrale". Quest'ultima fu scelta a modello da Pietro Leopoldo per le operazioni nelle aree depresse toscane. Così il riscatto di queste aree non veniva più ricercato nella sola bonifica idraulica ma si riconosceva la necessità di integrare quest'ultima operazione in un sistema di attività produttive atte a sviluppare le potenzialità dei territori dei quali si affermava l'interdipendenza (fra quelli di pianura, di collina e di montagna) per una conduzione che ne eliminasse i degradi pur permettendone la produzione. In questa nuova visione della ricerca di una ottimizzazione delle possibilità produttive di ogni territorio rientra la costruzione, nella seconda metà del Settecento e nella prima dell'Ottocento, di numerose strade per il collegamento dei bacini intermontani della Toscana (Lunigiana, Valdinievole, Casentino, Mugello, Valdarno superiore, Valdichiana, Valditevere) con l'asse Livorno-Pisa-Firenze, fulcro della produzione e del commercio toscani, e con i centri più importanti delle regioni transappenniniche.

La costruzione di buone strade carreggiabili - seguìta nell'Ottocento da quella delle ferrovie - incrementò il riscatto di questi bacini dal loro isolamento, ne sostenne lo sviluppo pruduttivo e la valorizzazione territoriale delle aree collinari, secondo il nuovo modello di un'agricoltura parcellizzata, e delle aree montane, con i primi esperimenti di veri e propri rimboschimenti. Questi iniziarono a partire dagli anni '30 e '40 dell'Ottocento e furono eseguiti, sia per iniziativa del governo sia di privati, nelle montagne del Casentino, del Pistoiese, nel Monte Morello, nel Mugello e alla Consuma (Azzari e Rombai, 1990).

Lo sviluppo della "bonifica integrale" nel Pistoiese è probabilmente l'esempio più emblematico di come questa operazione fu condotta proprio per la posizione di questa città di pianura a ridosso di montagne assai ripide. I primi tentativi di allargamento e raddrizzamento dell'alveo dell'Ombrone eseguiti in pianura tra il 1706 e circa il 1760 (Azzari e Rombai, 1991) furono ripetutamente frustrati per la violenza delle piene che scendevano dalla vicina montagna. È del 1821 il progetto dell'idraulico pistoiese Pietrini che indica nella costruzione di "serre" (sia in muratura, sia a secco, sia in palizzate), da eseguire sugli affluenti dell'Ombrone fino nei tratti montani, come il migliore rimedio per contrastare le inondazioni della pianura. Questo progetto richiese tempi di realizzazione molto lunghi. Nel 1828 ricevette il plauso dell'idraulico Fantoni, allora commissario governativo: "Questo generale coordinamento di serre [alzato] successivamente a guisa di scaglioni dai tronchi inferiori fino ai primi rigagnoli verso le vette delle montagne [e] realizzato sopra tutto il sistema dei fiumi di una intera provincia è un concetto grande, e il primo che siasi intrapreso in Toscana con vedute sì estese degne di venire imitate". Azzari e Rombai (1991) informano che nel 1860 i lavori alle "serre" dei corsi d'acqua del Pistoiese non erano ancora terminati ma che già ne erano palesi i benefici

in quanto questa operazione permise una migliore organizzazione della pianura nei dintorni della città e l'avvio di una più stabile colonizzazione agricola in precedenza ostacolata dalle divagazioni dell'Ombrone e degli altri corsi d'acqua.
L'originalità del progetto del Pietrini non va vista tanto nella possibilità di sbarrare trasversalmente il fondo dei torrenti, operazione già comunissima almeno fin da epoca medioevale, con piccole "prese" per il funzionamento di mulini, gualchiere o altri marchingegni idraulici, quanto nell'idea di ripetere la costruzione di queste briglie numerose volte fino ai segmenti più alti dei corsi d'acqua per ritardarne i deflussi.
Del tutto originale appare invece il metodo delle "colmate di monte" di Ridolfi (1827) per attenuare le pendenze eccessive frequenti nelle colline argillose toscane, del quale l'autore mostrò significativi esempi pratici nella sua fattoria di Meleto in Valdelsa. In questa la sistemazione dei versanti veniva curata rigorosamente con l'esecuzione a "giropoggio" delle arature e delle canalette di scolo per evitare gli effetti erosivi della disposizione a "ritto-chino".
Le due sistemazioni territoriali sopra menzionate sono l'inizio, ampiamente seguìto, tra la fine del Settecento e la prima metà dell'Ottocento del nuovo modo di operare in montagna e in collina, i due paesaggi maggiormente presenti nei bacini imbriferi che sottendono il Litorale Versiliese-Pisano. Il veloce accrescimento di quest'ultimo, ben evidente in corrispondenza della Bocca d'Arno progradata tra Cinquecento e Settecento senza dubbio di un tratto maggiore di quello corrispondente ai mille anni precedenti, può servire a rendere conto dell'incremento del trasporto solido fluviale rifornito dall'aumento generalizzato dell'erosione. La progradazione generale del litorale è ancora ben registrata dai precisi rilievi (1818-25) per il Catasto Ferdinandeo-Leopoldino che sono serviti alla redazione della carta (1830) di Giò Inghirami dalla quale e stata tratta la linea di riva di fig. 12.
In seguito è certo che nel 1899 furono eseguite le prime protezioni di massi a Bocca d'Arno per difendere l'abitato di Marina di Pisa dall'erosione marina: è il documento dell'inversione di tendenza, inizialmente limitata al solo apice del delta.
Le cause di questa diminuzione del trasporto solido fluviale possono essere molteplici:
- Col 1850 viene considerata terminare la "piccola età glaciale". I fautori della "teoria dei climi" possono ipotizzare buone corrispondenze tra diminuzione del trasporto solido fluviale e diminuzione delle precipitazioni. Questa tuttavia non impedì le esondazioni d'Arno del 1866, 1904, 1916, 1949 e 1966 (Caciagli, 1970), né il cambiamento climatico sembra essere stato tale da venire registrato da sensibili oscillazioni del livello del mare.
- L'estensione di un'agricoltura minutamente parcellizzata, secondo gli schemi della mezzadria, anche in molte località "estreme" come la montagna e le pianure costiere e fluviali più depresse, con la diffusione di tecniche adatte a impedire o contenere l'erosione dei suoli e delle rocce (costruzione di griglie, terrazzette, ecc.).
- La diffusione del metodo delle colmate per il prosciugamento delle zone umide, con il dirottamento di frazioni consistenti di materiali torbidi fluviali nelle "casse" e conseguente loro sottrazione al rifornimento delle spiagge.
È proprio con i regnanti di Casa Asburgo-Lorena che quest'ultimo metodo di bonifica - che mostrava i vantaggi di sollevare la superficie dei terreni più depressi e di produrre un fertile suolo agrario - trova le maggiori e più diffuse applicazioni. La località nella

quale le colmate sono state adoperate in modo più generale e risolutivo è la Valdichiana.
Dopo una serie di operazioni iniziate dai granduchi medicei fin dal Cinquecento, imperniate sulla pendenza da dare al Canale Maestro, cardine del drenaggio della valle, e sul modo di gestire la Chiusa dei Monaci, diga regolante l'immissione delle acque in Arno, nel 1787-89 fu affrontato un progetto di "colmata generale" sotto la direzione dell'idraulico Fossombroni, sostituito nel 1828 dall'allievo Manetti (Azzaroli e Rombai, 1991). L'operazione portò al livellamento della pendenza della valle che fu regolata - servendosi di opportune "colmate" ed "essiccazioni" (drenaggi a gravità dei terreni più alti) - per il deflusso in Arno. Contemporaneamente furono eseguite grandi opere per l'appoderamento e la produzione agricola secondo i nuovi dettami della bonifica integrale in modo che la Valdichiana risultò l'esempio migliore per mostrare le possibilità di riscatto dell'applicazione delle nuove teorie su territori in origine malsani e in continuo disordine idraulico.
Analogamente in Valdinievole l'azione di Pietro Leopoldo, secondo le concezioni della "bonifica integrale" si accentrò nell'edificazione del centro termale di Montecatini (a partire dal 1773) e nella bonifica idraulica dei territori di pianura, visto che quelli delle colline contermini risultavano già in buone condizioni. Nel 1780 fu aperta la pescaia di Ponte a Cappiano che in precedenza "teneva in collo" le acque del Padule di Fucecchio e ne allargava le dimensioni. Seguirono lo scavo di canali drenanti minori, la messa in colmata di terreni marginali alla parte centrale del padule, la costruzione di edifici colonici nei terreni prosciugati.
Il successo della bonifica in Valdichiana e in Valdinievole spinse molti proprietari agricoli in specie dal primo Ottocento ad eseguire bonifiche in proprio, o riuniti in consorsi o, nei casi più impegnativi, con la partecipazione governativa. Azzari e Rombai (1991) ricordano gli importanti lavori eseguiti nel Valdarno superiore (nelle fattorie Ricasoli di Terranova Bracciolini, Rinuccini di Renacci, Lorena di Laterina), nella Valdelsa (nella fattoria Guicciardini di Cusona, Ridolfi di Meleto, Pucci di Granaiolo), nel Valdarno inferiore (nella fattoria Lawley di Montecchio). Della Rocca *et al.* (1987) ricordano ancora le colmate eseguite in quegli anni nei bassofondi del Faldo e del Gonfo nella Pianura Meridionale Pisana e, in genere, ai limiti della grande area depressa di Stagno. E, ancora, nella Pianura Settentrionale Pisana i Salviati misero in colmata ampi territori in destra di Serchio nella tenuta di Migliarino (Mazzanti, 1988).
Contemporaneamente anche nella Pianura Versiliese, malgrado la suddivisione politica in una parte estense, in una lucchese e in una granducale, con la conseguenza di una dispersione delle operazioni idrauliche in vari episodi frammentari di scarso successo (Azzari, 1993), nella seconda metà del Settecento, con l'introduzione delle cateratte automatiche dello Zendrini che permettevano il deflusso della marea calante mentre impedivano l'afflusso di quella montante, fu ottenuto un buon drenaggio dei canali interni con la regolazione del livello del Lago di Massaciuccoli e dei numerosi acquitrini ad esso contermini e di alcuni di quelli intradunari.
Nel 1830 la situazione idraulica del Valdarno inferiore - Piana di Lucca, presenta il Lago di Massaciuccoli, il Lago di Bientina e il Laghetto di Sibolla con le aree palustri residue di contorno, le lame costiere a Sud dell'Arno e ancora residue aree palustri intorno Coltano, presso Asciano e al centro della depressione di Fucecchio. Sono queste le aree del Valdarno e del Valdiserchio dove erano rimaste zone umide di

notevoli dimensioni. Il loro prosciugamento sarà ottenuto con il sistema dell'"essiccamento" per il Lago di Bientina, mentre la bonifica degli altri paduli e lame costiere sarà resa possibile solo con l'installazione delle idrovore tra la fine dell'Ottocento e gli anni '30 del Novecento.

L'"essiccamento" del Lago di Bientina è l'ultima operazione idraulica progettata dal Manetti, direttore generale delle acque e strade e delle fabbriche civili di Leopoldo II di Asburgo-Lorena, terminata nel 1859 alla soglia dell'Unità d'Italia.

La realizzazione del progetto, ultimo di una lunghissima serie di altri studi e proposte eseguiti da "lucchesi" e "toscani" almeno fino dal Quattrocento, fu favorita dall'annessione del Ducato di Lucca al Granducato di Toscana nel 1848 e dopo i non eccellenti risultati dei numerosi canali drenanti le acque del lago in Arno (Ceccarelli Lemut *et al.*, 1994), ultimo della serie il Canale Imperiale scavato nel 1757. Fu deciso di scavare un nuovo Canale Emissario che venne fatto passare "in botte" sotto l'Arno e quindi allacciato al nuovo lungo Canale Arnaccio, rimodellato sul percorso del Rio Pozzale con sbocco nel Calambrone di Livorno.

STRUTTURA E PIEZOMETRIA DEL «1° ACQUIFERO ARTESIANO IN GHIAIE» DELLA PIANURA PISANA

Francesco Baldacci
Dipartimento di Scienze della Terra
dell'Università di Pisa

Riassunto - Il 1° *Acquifero artesiano in Ghiaie* della Pianura pisana fa parte di una struttura multistrato, a sua volta inserita in un «sistema aperto» rispetto ai bacini idrogeologici dei Fiumi Arno e Serchio; del suddetto acquifero multistrato confinato, che costituisce il recapito terminale del sistema (prima della discarica a mare), sono conosciute le condizioni piezometriche medie, relative ai mesi di Ottobre 1984, 1985 e 1986.
La disponibilità di nuovi dati, rilevati separatamente nel 1° *Acquifero artesiano in Ghiaie* nei mesi di Maggio e di Agosto 1994, consente ora di ricostruirne una specifica superficie piezometrica; sono state inoltre avanzate alcune ipotesi sui suoi limiti areali e sulla geometria della sua superfìcie sommitale. Vengono infine svolte alcune considerazioni circa gli effetti delle pronunciate depressioni piezometriche antropogeniche sulla subsidenza e sulla intrusione marina, suggerendo alcuni interventi di ricarica artificiale, per ovviare ai rischi di tali gravi danni ambientali.

Parole chiave - Pianura alluvionale costiera, carte idrogeologiche, acquiferi confinati, depressioni piezometriche chiuse, intrusione marina, subsidenza, ricarica artificiale.

Abstract - *Piezometric conditions of the 1° Acquifero artesiano in Ghiaie* in the Pisa Plain. The Pisa Plain Aquifer System (Sap) has been defined as an "*open system aquifer*" with respect to the hydrogeological basins of the Rivers Amo and Serchio. The Sap circulation, before reaching the sea, discharges the waters into a «*confined multistrata aquifer*» (Amc). The so called 1° *Acquifero artesiano in Ghiaie* is the main exploited aquifer of the Amc; this one includes an overlying main aquifer named 1° *Acquifero artesiano in Sabbie*. The general Amc piezometric conditions have been previously illustrated in a map realized on the mean data of October 1984, 1985 and 1986.
The availability of new data recorded in May and August 1994 only for the 1° *Acquifero artesiano in Ghiaie* allows now a new piezometric reconstruction. Futhermore some remarks about the borders of the aquifer system, the geometry of the top of gravels and its recharge modality have been developed. The effects of some deep piezometric depressions, caused by pumping wells, have been evaluated; also the sea water intrusion and subsidence effects have been considered and some possibile interventions (i.e. artificial water recharge) to reduce the environmental problems have been proposed.

Key words - Alluvial coastal plain, hydrogeological maps, confined aquifers, extensive and local drawdown, sea water intrusion, subsidence, artificial groundwater recharge.

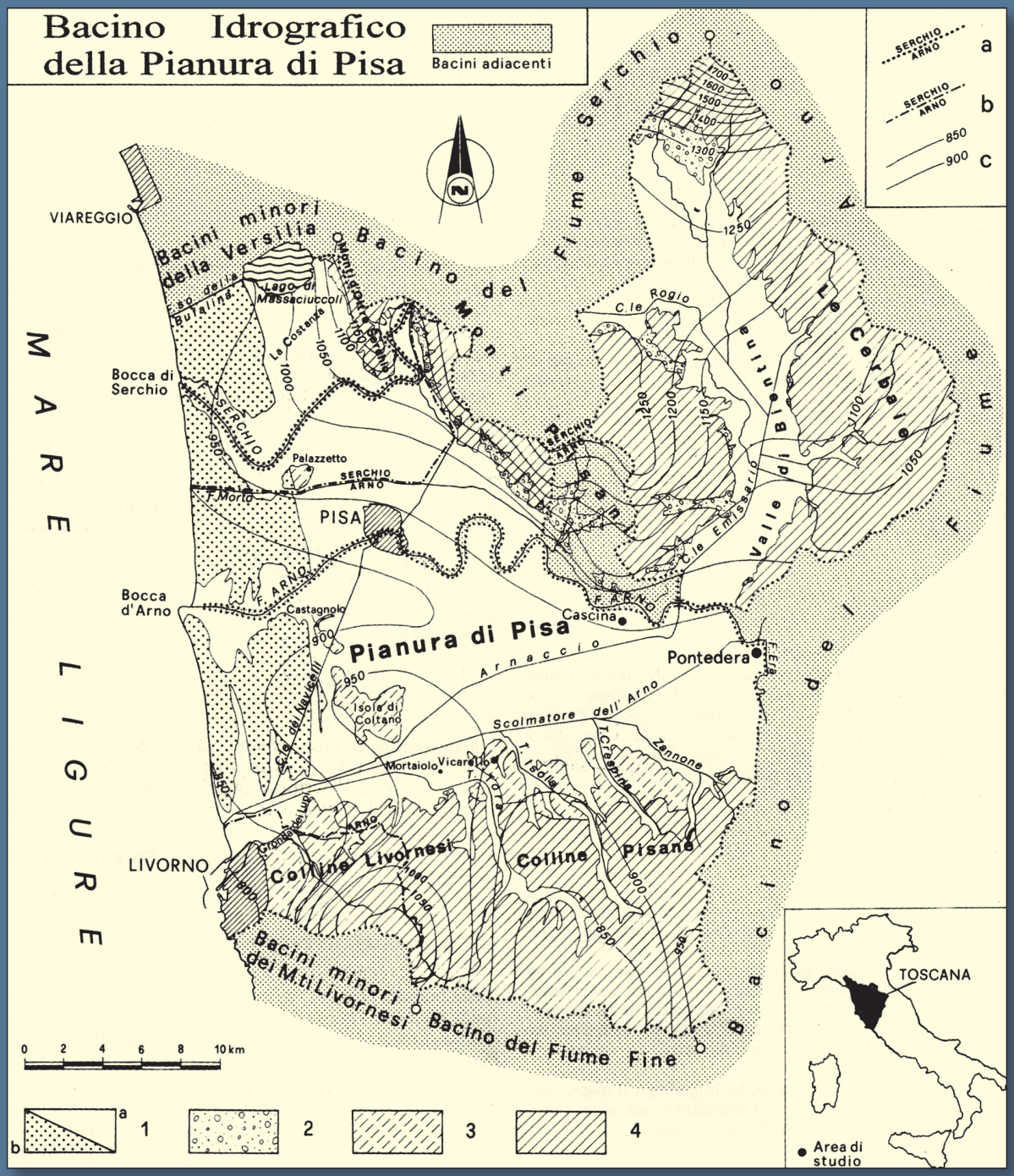


Fig. 1 - Inquadramento fisiografico e precipitazioni annuali medie del periodo 1951-1980.
Legenda: 1a. Depositi alluvionali prevalentemente limo-argillosi o sabbiosi-limosi: 1b. Depositi eolici delle dune e dei lidi litoranei;
2. Depositi alluvionali dei coni di deiezione e/o terrazzati;
3. Depositi eolici e fluvio-colluviali;
4. Successioni post-orogenetiche dei Monti Pisani, delle Cerbaie-Colline di Montecarlo (Lucca) e delle Colline livornesi-pisane; a) Limite dei sistemi idrografici e delle Autorità di Bacino dell'Arno e del Serchio; b) Limite delle Autorità di Bacino; c) Isoiete.

1. PREMESSA

Nel sottosuolo della Pianura pisana, che comprende sia strati acquiferi che acquicludi e acquitardi, ha sede una complessa struttura idrogeologica composta, oltre che da discontinui livelli freatici superficiali, da un *Acquifero multistrato confinato* (**Amc**), così definito e descritto nelle sue varie caratteristiche litostratigrafiche, idrauliche, piezometriche ed idrochimiche da Baldacci *et al.,* (1994). Gli stessi autori hanno identificato l'**Amc** come il recapito terminale, prima della discarica a mare, di un sistema acquifero regionale denominato *Sistema Acquifero della Pianura pisana* (**Sap**); di questo «sistema aperto», verso i bacini idrogeologici dei Fiumi Arno e Serchio, gli autori hanno inoltre elaborato bilanci d'acqua relativi alle varie aree di alimentazione dell'**Amc**.
Nello stesso lavoro, a carattere generale, i dati disponibili non avevano consentito una separazione piezometrica tra i due principali orizzonti acquiferi componenti l'**Amc** che, in ordine di sovrapposizione dall'alto verso il basso, sono i seguenti:

1° Acquifero artesiano in Sabbie
1° Acquifero artesiano in Ghiaie

L'acquisizione di nuovi dati piezometrici (Agosto 1994), relativi al solo acquifero «artesiano» inferiore, consente ora di ricostruirne la specifica superficie virtuale che viene presentata in questa nota, con allegata anche la «Carta della permeabilità» delle rocce del **Sap** (vedi tavola *http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp*), per la cui illustrazione si rimanda alla pubblicazione sopracitata.

2. INQUADRAMENTO FISIOGRAFICO

Nella pianura costiera che prende nome dalla Città di Pisa (vedi Fig. 1 *vedi tavola http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp*) confluiscono i due importanti sistemi idrografici dell'Arno e del Serchio, fiumi attualmente indipendenti tra loro[1] e da gran parte di quelli originati dai rilievi che delimitano la pianura stessa; è da notare infatti che nella Pianura pisana le aree di drenaggio di questi due corsi d'acqua sono confinate entro i loro argini artificiali ad eccezione, per l'Arno, del bacino del Torrente Zambra (Valle di Calci) e di alcuni torrenti minori, che scendono dalla terminazione sud-orientale dei Monti Pisani.
Si configurano in tal modo altre aree di drenaggio, naturale ed artificiale, in parte frapposte ai corsi dell'Arno e del Serchio, ma da essi indipendenti, che possiamo nel loro insieme definire come «Bacino idrografico della Pianura di Pisa» (vedi preced. Fig. 1).
La Pianura pisana, di forma nell'insieme trapezoidale, si restringe notevolmente dalla costa verso l'interno, fino alla sezione di confluenza della Valle di Bientina in quella dell'Arno; su questo lato, posto a circa 28 km dalla costa, la piatta superficie alluvionale raggiunge appena quote intorno ai 15 metri, con debole pendenza (0,05%) che provoca vasti ristagni d'acqua e la tendenza alla formazione di nuove aree paludose, nonostante le opere di canalizzazione e di bonifica effettuate nel corso dei secoli. Tali fenomeni di difficoltoso drenaggio sono accentuati, nella fascia costiera (zone della Costanza e di Castagnolo-Coltano), dallo sbarramento costituito dal sistema

Lavoro eseguito nell'ambito dei Programmi del CNR - Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, con il contributo finanziario dell'Amministrazione Provinciale di Pisa.
[1]Si ricorda che un antico tracciato del Fiume Serchio (Paleoserchio) affluiva all'Arno attraverso la Valle di Bientina.

di lidi e dune litoranei, sopraelevati di pochi metri (le quote non superano in genere i 3 m) rispetto alla piana alluvionale ed alle interposte depressioni («lame»); a questo proposito è da mettere in rilievo che la notevole subsidenza (fino a 10-20 mm/a; Tongiorgi, 1978), legata soprattutto agli intensi emungimenti, tende a provocare depressioni topografiche chiuse e quindi ristagni d'acqua.
I cordoni sabbiosi coprono una fascia costiera larga 5-6 Km cui seguono, verso l'interno e prevalentemente a sud dell'Arno, più pronunciati rilievi, con quote massime intorno ai 15-18 metri, di più antica origine eolica (Palazzotto, Castagnolo e Isola di Coltano); nella pianura alluvionale retrodunare, i depositi limo-sabbiosi di esondazione «formano aree leggermente rilevate nei confronti di quelle che furono occupate dai paduli e dai sedimenti alluvionali più fini» (Della Rocca *et al.*, 1987).
Sul lato settentrionale, in destra idrografica del F. Serchio, la pianura si prolunga nella bassa Versilia, restringendosi in corrispondenza del Lago di Massaciuccoli (di origine retrodunare) e del suo emissario Fosso della Bufalina. Verso nord-est, essa è chiusa dalla pronunciata dorsale dei Monti Pisani, che culmina alla quota 917 del M. Serra, e dei Monti d'Oltre Serchio, con quote massime intorno ai 200 metri; questi due rilievi, che presentano caratteri di sovralluvionamento, sono separati dalla Valle di Ripafratta, solcata dal Fiume Serchio, quest'ultimo proveniente dalla Pianura di Lucca. L'ampia Valle di Bientina, un tempo percorsa dal Paleoserchio, separa a sua volta i Monti Pisani dalle Colline delle Cerbaie; attualmente essa è drenata dal Canale Emissario di Bientina, collegato all'Arnaccio attraverso la «Botte» di S. Giovanni alla Vena (vedi anche *http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp*).
Verso sud, il limite fisiografico della pianura è rappresentato dalla scarpata (detta Gronda dei Lupi) di un terrazzo di abrasione marina (Terrazzo di Livorno) e dalle Colline livornesi-pisane; il raccordo è segnato da blande ondulazioni (quote massime intorno ai 20-30 metri, con dislivelli rispetto all'adiacente pianura alluvionale di 10-15 metri), costituite da depositi eolici e fluvio-palustri del Pleistocene superiore.
I tratti terminali dell'Arno e del Serchio, ad andamento spiccatamente meandriforme, sono stati in gran parte rettificati con interventi compiuti tra il 1300 e il 1700; numerosi sono anche i meandri abbandonati, per effetto della naturale evoluzione di questo tipo di alveo fluviale.
I corsi d'acqua originati dai Monti Pisani e dalle Colline meridionali sono stati quasi interamente canalizzati nei loro tratti di pianura e convogliati nella fitta rete di fossi e canali artificiali che anticamente erano utilizzati, oltre che per l'irrigazione, come idrovie e come forza motrice; solo di recente (1972) sono state completate le opere di allacciamento dello Scolmatore dell'Arno, poste immediatamente a valle dell'abitato di Pontedera.

3. STRUTTURA DELL'ACQUIFERO

Per un inquadramento geo-idrologico del *1° Acquifero artesiano in Ghiaie* si rimanda al sopracitato lavoro di Baldacci *et al.,* (1994); ci limitiamo qui a ricordare che esso costituisce il termine inferiore dei due principali orizzonti dell'*Acquifero multistrato confinato* (**Amc**) della Pianura pisana come è rappresentato, oltreché nella sezione litostratigrafica della Fig. 2, in quelle del suddetto lavoro (Fig. 10) e nella tavola http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp.
Mentre il soprastante *1° Acquifero artesiano in Sab-*

bie è appunto costituito essenzialmente da depositi sabbiosi, che passano a sabbiosi-fini e a limo-sabbiosi, di facies fluvio-lacustre, marina-transizionale ed eolica, l'ambiente di quelli che costituiscono l'acquifero di cui si tratta è più francamente fluviale («Paleoserchio da Bientina»; vedi Trevisan e Tongiorgi, 1953), e più precisamente è riferibile ad alvei tipo fiumara, con depositi prevalentemente ghiaiosi-sabbiosi.

Il corso del Paleoserchio si è verosimilmente spostato, durante le fasi di progradazione e di aggradazione della Pianura pisana, dalla fascia pedemontana settentrionale a quella pedecollinare meridionale, a partire dalla sua antica confluenza nell'Arno, situata presso lo sbocco della Valle di Bientina.

Questa migrazione plano-altimetrica dell'alveo, durante il colmamento alluvionale dell'originario bacino della Pianura pisana, può essere attribuita sia ad un basculamento tettonico del suo substrato (Della Rocca *et al.*,1987), sia ad una maggiore «spinta sedimentaria» da parte degli affluenti di destra rispetto a quella degli affluenti di sinistra, originati rispettivamente dai Monti Pisani e dalle Colline livornesi-pisane, non potendosi escludere la combinazione di entrambi questi fattori.

Un tale meccanismo sedimentario è rispecchiato dall'andamento generale del tetto del *1° Acquifero artesiano in Ghiaie*, illustrato nella carta della Fig. 3 per mezzo di isolinee di eguale profondità.

La ricostruzione della carta strutturale della Fig. 3 è largamente schematica ed interpretativa, in quanto è solo in parte basata su dati geognostici, che sono peraltro scarsi e disomogeneamente distribuiti nell'area della pianura; in particolare la presenza del *1° Acquifero artesiano in Ghiaie* è ben documentata in tutta la parte centro-meridionale della pianura stessa, mentre esso non è mai stato raggiunto da pozzi trivellati nel suo settore nord-occidentale, adiacente ai Monti Pisani. Tale ricostruzione si avvale pertanto, oltreché delle indicazioni fornite dalla evoluzione paleo-idrografica sopra prospettata, di un inquadramento del Bacino versiliese-pisano nell'evoluzione tettonica distensiva a scala regionale. È opportuno inoltre precisare che il tetto delle *Ghiaie* non rappre-

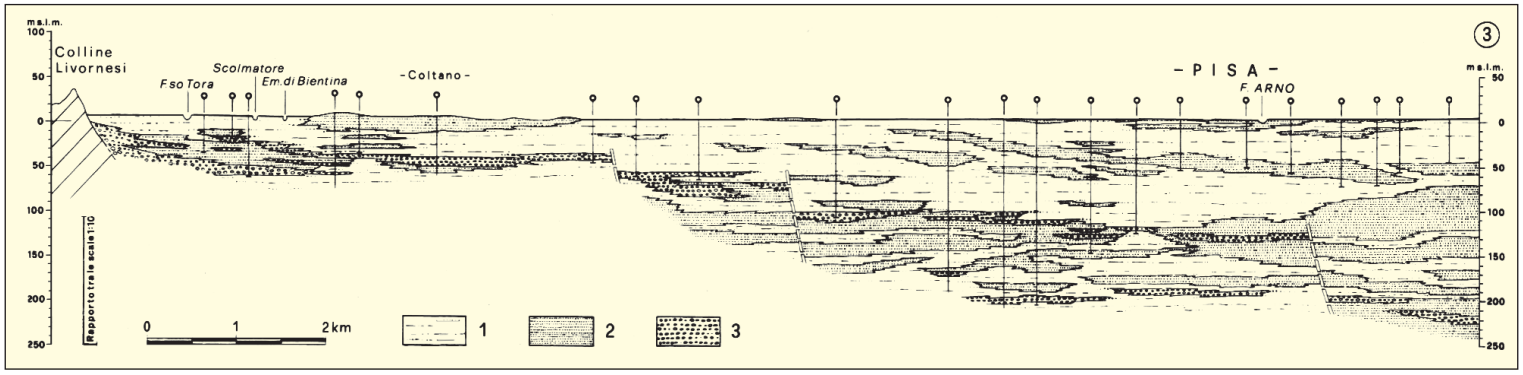


Fig. 2 - Sezione litostratigrafica interpretativa attraverso la Pianura pisana.
Legenda:
1. *Argille e limi*: argille limose, talvolta torbose, e limi argillosi, passanti a limi sabbiosi con lenti e straterelli sabbiosi;
2. *Sabbie*: sabbie prevalentemente medio fini, talvolta limose, con intercalazioni sia limose che sabbiose grossolane, fino a ghiaiose-ciottolose;
3. *Ghiaie*: ciottoli e ghiaie, talvolta con matrice sabbiosa in varie proporzioni, con intercalazioni di livelli francamente sabbiosi.
Per le caratteristiche di permeabilità delle Unità idrogeologiche si veda la Tabella 5 in Baldacci *et al.*, 1994; la traccia della sezione è nella Fig. 3.

senta in qualche caso la superfìcie fisica di un unico acquifero continuo, ma l'inviluppo di più corpi alluvionali di minori dimensioni, con geometria straliforme o lenticolare, sfalsati e in parte sovrapposti. In questo contesto i «gradini» segnati nella superficie strutturale, orientati secondo direttrici tettoniche appenniniche, sono stati ipotizzati come l'effetto di una riattivazione post-wurmiana (D'Amato Avanzi e Nardi, 1993) dei sistemi di faglie che delimitano verso SW l'alto morfo-strutturale dei Monti Pisani.

La «depressione neotettonica» adiacente ai Monti Pisani, situata sul prolungamento sud-orientale del semigraben della bassa Val di Magra, è stata ipoteticamente ricostruita anche in base alla reinterpretazione (studi in corso di F. Baladacci, P. Cantini e F. Carosi) di prospezioni gravimetriche (Grassi e Gianelli, 1944) e geoelettriche (Cantini *et al.*, submitted); i coni alluvionali sepolti, presenti al margine nord-orientale della depressione stessa, sono stati inoltre considerati solo parzialmente interessati dalla riattivazione post-wurmiana delle faglie, in quanto la loro disposizione si è protratta oltre a quella del Paleoserchio.

Anche nella fascia meridionale della pianura, dove i depositi ghiaiosi del Paleoserchio si trovano alle minime profondità, si individuano alcuni settori a

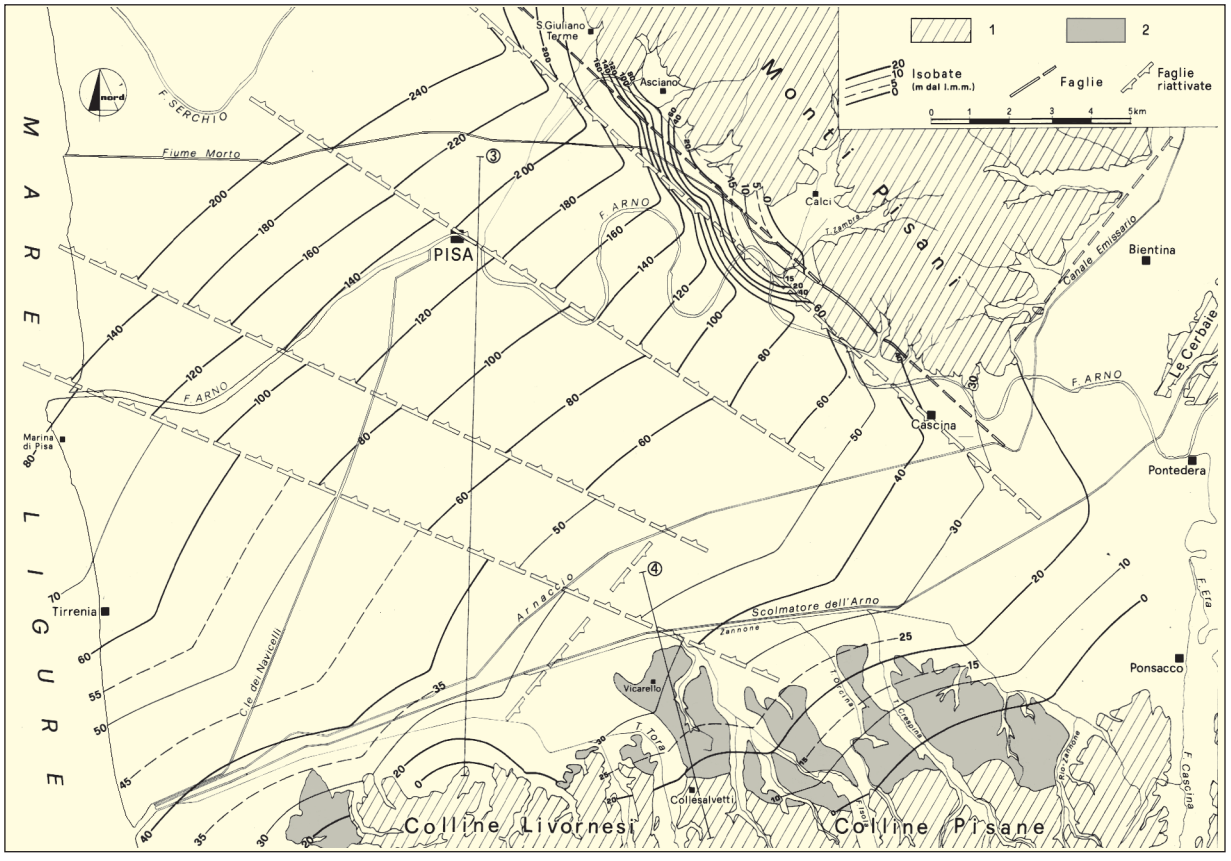


Fig. 3 - Carta interpretativa del tetto del 1° *Acquifero artesiano in Ghiaie*.

geometria conica (corrispondenti verosimilmente a ventagli alluvionali completamente sepolti), formati dall'antico sistema dei suoi tributari di sinistra, che hanno origine dalle Colline livornesi-pisane; attraverso questi si stabilisce un collegamento idraulico tra il *1° Acquifero artesiano in Ghiaie* e gli acquiferi di subalveo dei suddetti affluenti del Paleoserchio.
La sezione 4 mostra che sulla trasversale Collesalvetti-Vicarello, nella fascia pedecollinare, la struttura idrogeologica si differenzia dalla più tipica successione dell'**Amc**, comprendente due principali livelli acquiferi; su questa trasversale l'acquifero in *Ghiaie* viene infatti direttamente sormontato dai terreni semipermeabili appartenenti all'Unità idrogeologica 5 (*Sabbie e Limi di Vicarello*); in questo caso non è quindi presente il livello superiore dell'**Amc** in *Sabbie* e gli affioramenti dell'Unità 5 funzionano da aree di ricarica dell'*Acquifero in Ghiaie*, che localmente diviene semiconfinato, attraverso processi di drenanza. Nella zona di S. Prospero e Pontedera (vedi sezione in calce alla Tavola http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp), la distinzione tra i due principali livelli acquiferi non è netta, in quanto tra essi sono presenti strati ghiaiosi che passano lateralmente e verso il basso a stati sabbiosi, questi ultimi a loro volta collegati al *1° Acquifero artesiano in Ghiaie*; analogamente nelle zone delle dune costiere di S. Piero a Grado, discontinui livelli ghiaiosi sono interposti tra l'acquifero principale in *Sabbie*, alimentato anche attraverso le dune stesse, e quello sottostante in *Ghiaie*. Sono quindi possibili collegamenti idraulici, più o meno diretti, tra i due acquiferi principali, anche per fenomeni di drenanza attraverso gli strati semipermeabili e di limitato spessore, che li separano.

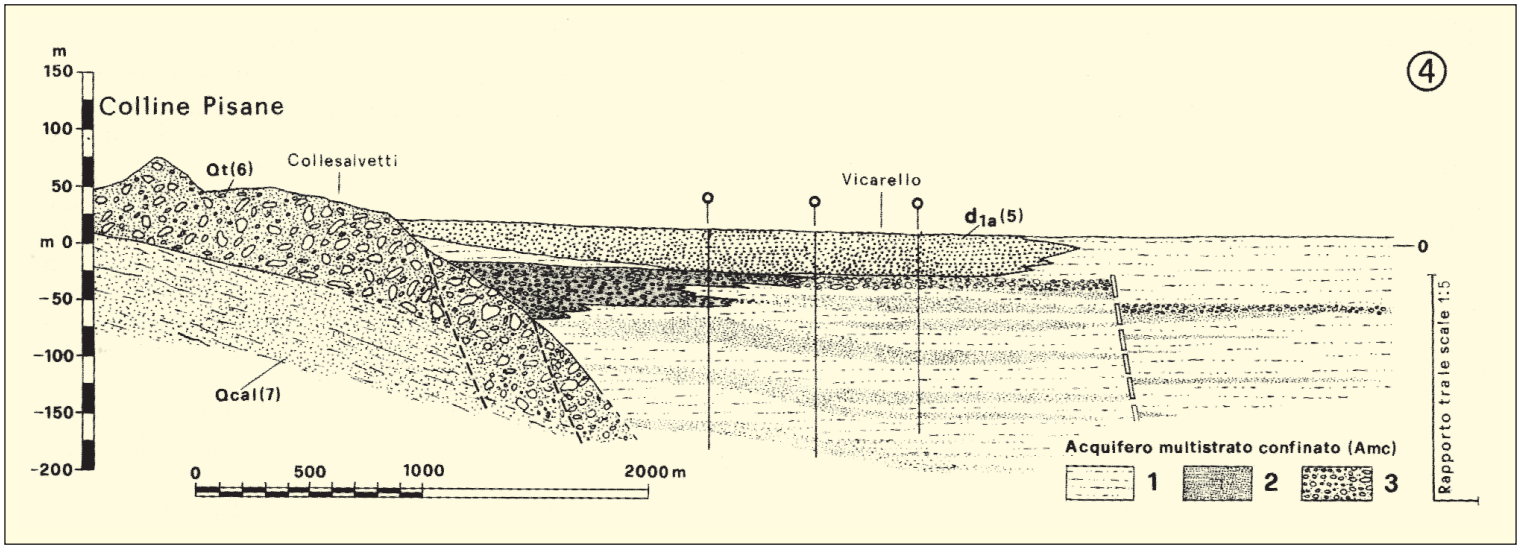


Fig. 4 - Sezione litostratigrafica interpretativa che mostra i rapporti tra il *1° Acquifero artesiano in Ghiaie*, le *Sabbie* e *Limi di Vicarello*, e la struttura idrogeologica «incassante» delle Colline pisane.
Per la legenda delle Unità idrogeologiche relative alla Pianura pisana e per le didascalie delle formazioni geologiche sulle colline adiacenti, si veda la precedente Fig. 2; la traccia della sezione è segnata nella Fig. 3.

4. CONDIZIONI PIEZOMETRICHE

La ricostruzione delle condizioni piezometriche del *1° Acquifero artesiano in Ghiaie* è basata sui dati acquisti nell'ambito dello studio per la Tesi di Laurea di Vieri (1996), nel corso del quale sono stati eseguiti due rilevamenti del livello della falda in pressione, il primo nel mese Maggio 1994 e il secondo nell'Agosto dello stesso anno; erano stati inventariati complessivamente 93 pozzi, 79 dei quali utilizzabili per le misure piezometriche. I risultati delle due campagne di misura, riportati nella tabella 1 della pagina seguente, sono stati confrontati ed integrati con quelli dell'indagine eseguita da Geomath s.r.l. e Geoser s.c.r.l. (1994) per conto del Virgo Project.
I due periodi di misura sono stati scelti come rappresentativi delle condizioni piezometriche rispettivamente delle fasi dei massimi (Maggio) e dei minimi (Agosto) livelli di falda. Il regime pluviometrico che mediamente caratterizza le aree di ricarica dell'**Amc** (Vedi Baldacci *et al.*, 1994) è infatti di tipo bimodale, con due massimi e due minimi, i primi corrispondenti rispettivamente alle stagioni prmaverile ed autunnale, i secondi a quelle invernale ed estiva. Questa distribuzione stagionale delle piogge non è correlabile alla ricarica, ma si traduce nel suddetto andamento piezometrico unimodale; ciò è dovuto alla combinazione autunnale-invernale di due fattori, cioè piogge elevate associate a bassa evapotraspirazione reale, favorevoli all'alimentazione degli acquiferi, nonché allo sfasamento della ricarica rispetto alle piogge efficaci, che producono il massimo primaverile; al contrario, verso la fine della stagione estiva si sommano gli effetti negativi delle scarse piogge e dell'alta evapotraspirazione.
Sulle variazioni piezometriche stagionali influisce, oltre al rapporto ricarica/discarica in condizioni naturali, la discarica artificiale dovuta agli emungimenti dai pozzi, particolarmente intensi nei mesi estivi, sia per gli usi agricoli che civili, questi ultimi legati anche alle attività turistiche soprattutto nella fascia costiera.
La configurazione piezometrica del mese di Agosto, pur nel suo generale abbassamento, non si discosta in modo significativo da quella di Maggio; abbiamo pertanto ritenuto superfluo riportarle entrambe in questa nota, limitandoci a quella della fase di minima (fine Agosto), per l'evidente maggiore interesse pratico che hanno tutte le informazioni sulla disponibilità di risorse idriche nel periodo di minimi livelli piezometrici in concomitanza della maggiore richiesta.
Abbiamo peraltro ritenuto opportuno di evidenziare con un altro specifico elaborato le variazioni piezometriche spaziali tra maggio e agosto, oltre a quelle puntuali riportate in tabella.

4.1 *Piezometria del mese di agosto 1994*

Come già accennato, la Carta piezometrica della Fig. 5 è rappresentativa di una situazione di magra della falda, che si raggiunge abitualmente verso la fine della stagione estiva, prima che abbia inizio la ricarica autunnale; questa si protrae nel successivo periodo invernale-primaverile fino al raggiungimento, in genere versdo la fine di Maggio, dei massimi livelli piezometrici.
Analogamente a quanto si verifica in ogni struttura acquifera confinata, situata in una pianura costiera, anche nel caso in esame la discarica naturale dovrebbe essere controllata da un generale lieve gradiente piezometrico, con un conseguente flusso sotterraneo, dall'entroterra verso il mare. L'andamento piezometrico illustrato nella Fig. 5 mostra invece, nella fascia costiera, un gradiente inverso e, nell'en-

Tabella 1 - Livelli piezometrici dei pozzi, nei mesi di Maggio e Agosto 1994.

N.	Livello piezometrico Maggio 94	Livello piezometrico Agosto 94	Δ	Note
1	20,46	18,58	1,88	
2	9,65	7,92	1,73	
5	12,25	9,3S	2.87	
6	10,90	9,00	1,90	
7	13,54	10,70	2,84	
8	11,44	5,70	5,74	
9	5,02	3,90	1,12	
10	3,45	—		b
11	2,80	-0,20	3,00	
12*	—	-0,10		
13	2,50	-0,05	2,55	
14	2,44	-0,20	2,64	
15	2,68	0,17	2,51	
16	21,50	18,86	2,64	
17	9,19	7,93	1,26	
18	12,59	10,98	1,61	a
19	1,30	-1,63	2,93	
20	2,50	0,35	2,15	
21	2,25	0,60	1,65	
22	2,40	-0,34	2,74	
23	0,84	-1,25	2,09	
24	1,04	-0,90	1,94	
25	0,20	-1,77	1,97	
26	1,23	-0,64	1,87	
27	10,12	9,20	0,92	
28	2,70	1,03	1,67	
29	2,42	0,56	1,86	
30	1.07	-0,93	2,00	
31	1.05	-1,20	2,25	
32	0.81	-0,95	1,76	
33	3,30	1,71	1,59	
34	9,60	7,20	2,40	
35	-0,40	-2,50	2,10	
36	10,52	5,70	4,82	
37*	-1,86	-2,08	0,22	b
38	0,63	-2,30	2,93	
39	0,43	-1,85	2,28	
40	—	—		
41	-0,50	-2,10	1,60	
42*		-11,30		c
43	-6,06	-8,85	2,79	
44	0,00	-2,40	2,40	
45	0,69	-6,79	7,48	a
46*	-9,70	-10,85	1,15	b
47	-1,79	-3,30	1,51	
48	-0,68	-2,82	2,14	
49	-0,20	-2,70	2,50	
50*	—	-12,70		c
51*	—	-11,00		c
52	-0,40	—		
53	-1,20	-2,67	1,47	
54	-2,10	-3,22	1,12	
55*		-13,80		c
56	-1,80	-4,40	2,60	
57	-2,95	-5,60	2,65	e
59	-3,20	-3,90	0,70	
60	-2,10	-4,45	2,35	
61	-1,20	-2,80	1,60	
62	-0,90	<-4		a/c
66	-4,68	-5,25	0,57	
67	-0,89	-2,47	1,58	
68	-0,95	-1,60	0,65	
69	-0,71	-2,58	1,87	b
70	-1,22	-3.60	2,38	
71	0,13	-0,95	1,08	d
77	-1,80	-2,94	1,14	
78*	-0,90	-1,50	0,60	e
79	-2,25	-2,45	0,20	
84	-0,94	-2,07	1,13	
85	-3,55	-3,75	0,20	
86	-3,73	-4.20	0,47	
87	0,55	-0,60	1,15	
88	-0,50	-1,6	1,10	
89	-0,22	0,75	0,53	
90	-0,09	-0,68	0,59	
91	-0,50	-0,96	0,46	
92	0,57	0,06	0,51	
93	—	0,30		

***Pozzi Acquedotti**

a - Valori piezometrici non attendibili per probabile intasamento del pozzo e/o dei filtri;
b - Livelli dinamici;
c - Livelli influenzati da emungimenti in pozzi vicini;
d - Pozzo che attinge anche al *1° Acquifero artesiano in sabbie*;
e - Pozzo che attinge anche nelle sabbie sottostanti il *1° Acquifero artesiano in ghiaie*.

troterra, un complesso insieme di estese e profonde depressioni ad isolinee chiuse, che sono evidentemente l'effetto di intensi emungimenti, verso le quali viene artificialmente richiamato il drenaggio sotterraneo.

A questo proposito è da mettere in rilievo un ampio comprensorio depressionario, che occupa tutta la parte centrale della pianura (a sud di Pisa) ed è articolato in tre minimi, fino a valori di oltre 5 metri sotto il livello del mare; questi corrispondono agli intensi prelievi per l'area agricola-industriale di San Piero a Grado (Zona 1), per l'area dell'Aeroporto di Pisa-San Giusto e delle industrie vetrarie del Gruppo Saint Gobain (Zona 2) e per la Zona industriale di Ospedaletto (Zona 4).

Le due più accentuate depressioni piezometriche sono però centrate sui Campi pozzi della APSA-Pisa e della ASC-Pontedera in località Navacchio (Zona 3, con oltre 10 metri sotto il l.m.m.) e dell'ASEM (ex ASA) -Livorno in località Mortaiolo (Zona 5); quest'ultima è composta da due minimi, che raggiungono rispettivamente oltre 12 e 13 metri sotto il livello del mare.

Depressioni piezometriche meno profonde (inferiori a 2 metri sotto il l.m.m.), originate probabilmente da meno intensi emungimenti ad uso privato, si individuano inoltre nell'area prospiciente lo sbocco delle valli di Bientina e dell'Arno nella Pianura di Pisa.

Nella fascia costiera a nord dell'Arno, corrispondente al Parco di Massaciuccoli - Migliarino - San Rossore, ed in quella a sud dell'Arno stesso, occupata in gran pane dal Campo militare Darby, è documentata una lieve, graduale tendenza all'innalzamento della superficie piezometrica verso la linea di riva[2]. Il livello del mare viene raggiunto solo in prossimità della costa, con valori positivi in un'area ristretta che si protende verso l'interno in corrispondenza del tratto terminale dell'Arno, esprimendo quindi un'alimentazione anche della falda artesiana che ha sede nelle *Ghiaie* da parte del fiume stesso; ciò è in accordo con i possibili collegamenti idraulici più o meno diretti, attraverso gli apparati dunari affioranti e sepolti, tra i due acquiferi artesiani principali, come prospettato nel precedente paragrafo (vedi anche sezione della Tav. http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp).

Altre e più estese aree con quote piezometriche al disopra del l.m.m. e con gradienti più o meno accentuati, che presentano configurazioni coniche divergenti, si individuano (o possono essere ipoteticamente delineate per scarsità di dati a disposizione), allo sbocco nella Pianura pisana delle Valli di Bientina, dell'Arno, dell'Era-Cascina e dei corsi d'acqua minori che provengono dalle colline livornesi-pisane (R. Zannone, T. Crespina e T. Orcina); esse sono l'espressione di aree di ricarica, confermando così le ricostruzioni idrostrutturali del già citato lavoro di Baldacci *et al.,* (1994), che hanno individuato negli acquiferi confinati di subalveo dei suddetti corsi d'acqua le principali vie di ricarica dell'**Amc**, unitamente agli altri paleoalvei del sistema idrografico Serchio-Arno.

Il «cono piezometrico» più marcato si configura però in corrispondenza di quello che doveva essere il vecchio percorso del Fiume Cascina, diretto verso l'omonima località; non si hanno invece dati sufficienti a documentare un presumibile analogo settore conico divergente in corrispondenza dello sbocco

[2] Si deve però notare che la scarsità di dati in quasi tutta la fascia costiera, ed in particolare nella Tenuta di S. Rossore, ne rende la ricostruzione piezometrica del tutto indicativa.

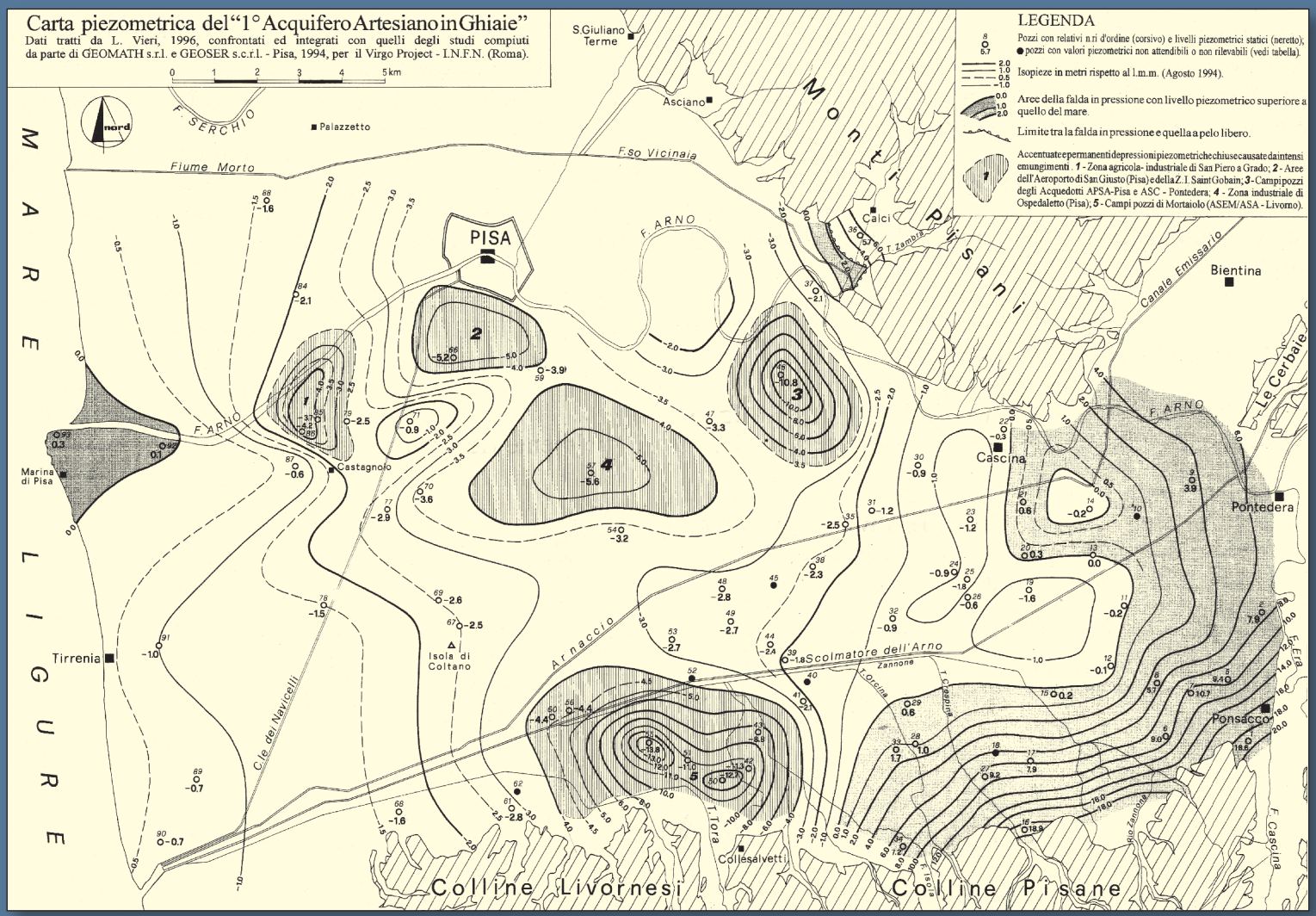


Fig. 5 - Carta piezometrica del mese di Agosto 1994. Le quote piezometriche sono state approssimate al 1° decimale per motivi grafici; da ciò derivano alcune apparenti incongruenze nella posizione delle isolinee. Per i valori corretti si veda la Tabella 1 nel testo.

dell'Era nella Pianura pisana.
Allo sbocco in pianura del F. Isola e del T. Tora, le accentuate depressioni piezometriche provocate dal Campo pozzi di Mortaiolo cancellano invece gli effetti della ricarica proveniente dall'acquifero confinato di subalveo di questi due corsi d'acqua.
Notevole importanza riveste anche, per i suoi effetti sulla ricarica, il settore conico divergente, in parte con falda freatica (anch'esso peraltro ricostruito in base a pochi dati piezometrici), situato allo sbocco in pianura del T. Zambra (Valle di Calci); ciò in virtù di condizioni idrologiche-idrogeologiche particolarmente favorevoli (ibidem) all'alimentazione del **Sap**.
È importante infine rimarcare, a conferma del ruolo di ricarica svolto dai suddetti settori conici divergenti, che soltanto in corrispondenza di essi (oltre al caso della foce dell'Arno) si raggiungono estesamente quote piezometriche superiori al livello del mare.
Lo zero piezometrico risulta pertanto situato ben all'interno della pianura, delimitando una fascia arcuata prospiciente le Valli di Bientina, dell'Arno, dell'Era-Cascina e dei corsi d'acqua minori originati dalle Colline pisane, mentre corrisponde proprio allo sbocco della valle nel caso del T. Zambra; ciò è da mettere in relazione alla maggiore alimentazione proveniente dalle prime, rispetto al più limitato apporto del bacino dello Zambra, nonché all'azione drenante svolta dalla profonda ed estesa depressione piezometrica (Zona 3) adiacente all'area di ricarica.

4.2. *Variazioni piezometriche tra i mesi di Maggio e di Agosto 1994*

Dal confronto tra i livelli piezometrici del mese di Maggio (Vieri, 1996), che rappresentano i massimi annuali, e le successive condizioni di magra della falda in Agosto (queste ultime illustrate nel paragrafo precedente) emerge che non ci sono significativi cambiamenti nella configurazione generale della superficie piezometrica (e quindi negli andamenti delle linee di flusso), ma soltanto un suo generale, seppur più o meno accentuato, abbassamento, come risulta dai valori delle differenze (D) riportati nella precedente tabella, che sono tutti positivi.
Le principali variazioni tra le condizioni di massima (Maggio) e quelle di minima (Agosto) dei livelli di falda possono essere sintetizzate nei seguenti punti:
- Dal mese di Maggio a quello di Agosto si è verificato uno spostamento delle due isolinee zero, la prima verso il margine costiero e la seconda verso quello interno della pianura, con conseguente ampliamento dell'area dove la superficie piezometrica si trova al di sotto del l.m.m. ed una corrispondente riduzione dell'area dove invece essa si trova al di sopra.
- Anche in corrispondenza del «cono piezometrico» del T. Zambra si registra un analogo accentuato spostamento dell'isolinea zero verso monte, pur mantenendosi una conforme superficie piezometrica.
- Le depressioni piezometriche a isolinee chiuse rimangono centrate all'incirca nelle rispettive posizioni, ma con notevoli approfondimenti ed ampliamenti; in particolare, in corrispondenza del Campo pozzi di Mortaiolo, i valori minimi sono variati da 5 m a oltre 13 m sotto il livello del mare.
Per quanto riguarda invece la distribuzione areale delle variazioni piezometriche tra Maggio e Agosto, in base alla relativa carta rappresentata nella Fig. 6 possono essere fatte le osservazioni che seguono.
Le più estese e le più accentuate (valori massimi

[3] Le massime escursioni piezometriche puntuali (metri 5,74 e 7,48, registrate rispettivamente nei pozzi 8 e 45) non sono state ritenute significative (e pertanto sono state escluse dalla ricostruzione delle linee di isovariazione), probabilmente per intasamento del pozzo e/o dei filtri.

dell'ordine dei 3 m) variazioni di livello piezometrico[3] si raggiungono ovviamente sia in aree di ricarica, sia in aree di intenso emungimento; queste ultime esprimono uno squilibrio nel rapporto ricarica/discarica ovvero, in altri termini, un sovrasfruttamento rispetto alle potenzialità della falda.
Una correzione di questo squilibrio potrebbe essere ottenuta da una parte attraverso metodologie di ricarica artificiale, dall'altra con l'ottimizzazione dei prelievi, ma questa problematica esula dagli scopi del presente lavoro.
Le variazioni minime (inferiori al metro) si registrano nella fascia costiera e in una parte centro-settentrionale della pianura prevalentemente in sinistra dell'Arno.
Nel primo caso ciò è verosimilmente da mettere in relazione con un effetto di ricarica esercitato, anche rispetto al *1° Acquifero artesiano in Ghiaie* (oltreché al *1°Acquifero artesiano in Sabbie*), attraverso il sistema dunare (vedi sezione della Tavola http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp), il che non è peraltro ben documentabile a causa della scarsità di dati piezometrici disponibili per quest'area.
Più problematica è l'interpretazione del secondo caso, nel quale si può comunque prospettare il concorso di due fattori: da una parte i minori prelievi, dall'altra una apprezzabile ricarica proveniente dalle strutture idrogeologiche, superficiali e profonde, sul bordo dei Monti Pisani; ciò sembra confermato dai valori negativi (innalzamento piezometrico tra Maggio e Agosto) misurati nei pozzi n. 64 e n. 65 (vedi Vieri, 1996), anche se questi sfruttano soltanto il *1° Acquifero artesiano in Sabbie.*

5. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le depressioni piezometriche, registrate soprattutto nel settore centro-meridionale della pianura, sono l'espressione del pronunciato sovrasfruttamento delle falde artesiane o, in altri termini, del forte squilibrio che in esse si è venuto a creare nel rapporto fra ricarica e discarica.
Non essendo attualmente praticabile, al fine di un apprezzabile recupero dei livelli piezometrici, una riduzione dei prelievi, ne d'altra parte del tutto risolutiva una loro ottimizzazione (AA.VV. 1994), le più efficaci soluzioni del problema devono essere ricercate in quelle opere idrauliche atte ad incrementare la ricarica, cioè in una ripressurizzazione delle falde mediante ricarica artificiale.
L'aspetto più rilevante (e più preoccupante) che emerge dal quadro piezometrico relativo al *1° Acquifero artesiano in Ghiaie* sono dunque le numerose e accentuate depressioni piezometriche chiuse, ben al disotto del livello del mare, prodotte dagli intensi emungimenti in varie aree della pianura.
La Carta piezometrica (Agosto 1994) della Fig. 5 e della tavola http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp, che sintetizza il principale risultato di questa nota, fornisce in tal modo, seppur indirettamente, una rappresentazione per così dire drammatica dei gravi rischi ambientali derivanti da due fenomeni, già in atto, provocati da tali forti abbassamenti dei livelli piezometrici.
Ci riferiamo ai pericolosi, per diversi aspetti, fenomeni della *intrusione marina* e della *subsidenza*, le cui strette relazioni di causa-effetto con l'abbassamento delle falde sotterranee sono state rispettivamente dimostrate da precedenti studi di Rossi e Spandre (1994) e di Geomath e Geoser (1994), condotti nella Pianura pisana a sud dell'Arno.

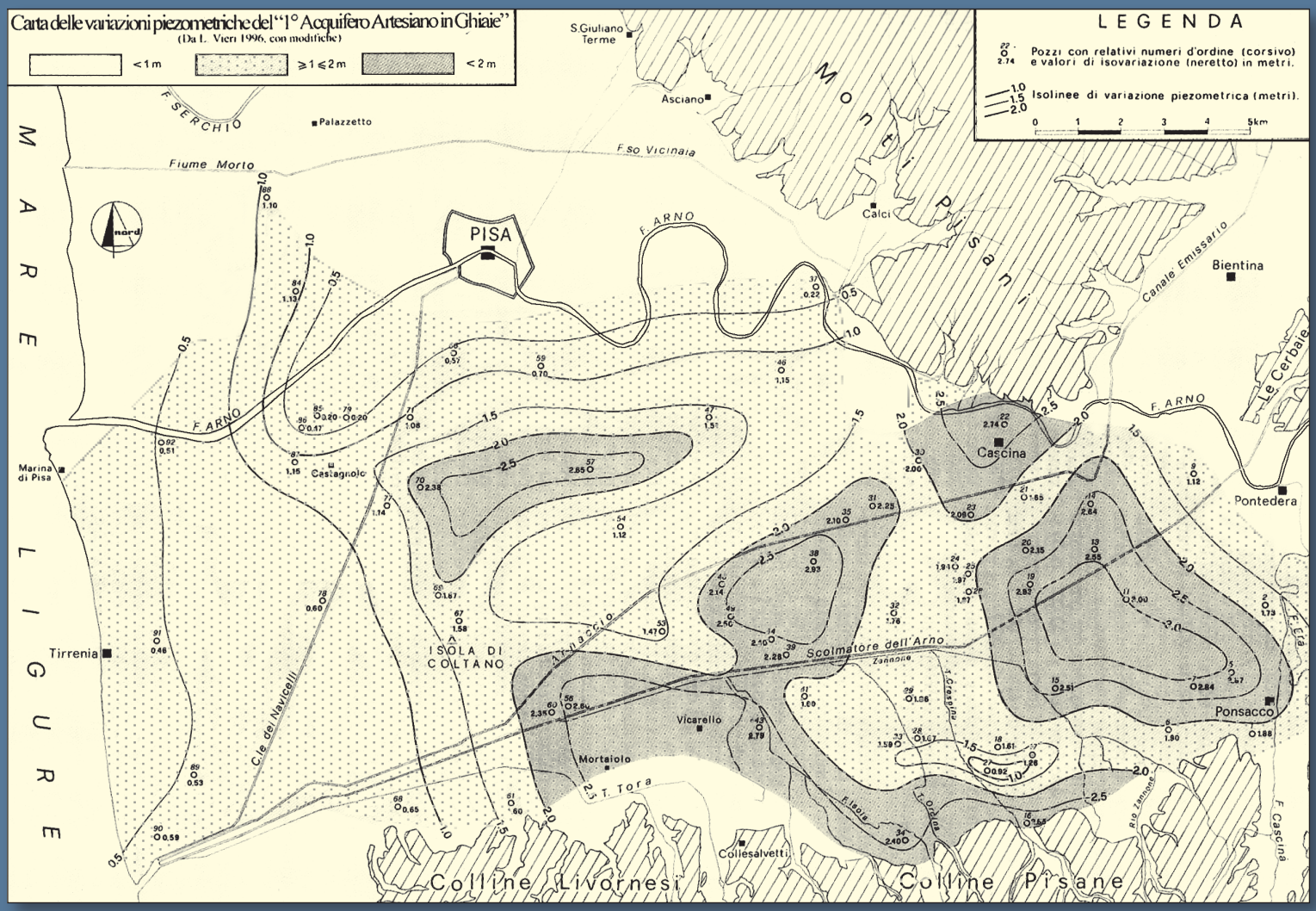


Fig. 6 - Carta delle variazioni piezometriche tra i mesi di maggio e agosto 1994.

Dal primo di questi lavori risulta che la maggiore contaminazione della falda da parte di acque salate di origine marina ha interessato (Luglio 1992) il tratto di fascia costiera meridionale corrispondente alla Tenuta di Coltano, un'area cioè di grande richiesta d'acqua per usi soprattutto agricoli-zootecnici; è significativa a questo proposito la netta riduzione degli indicatori chimico-fisici da Giugno-Luglio a Novembre-Dicembre dello stesso anno. La marcata penetrazione del cuneo salino in questa zona è favorita, a mio avviso, dagli stretti collegamenti idraulici che qui si stabiliscono tra il *1° Acquifero artesiano in Ghiaie* e il fondale marino, in corrispondenza del più recente e più superficiale alveo del Paleoserchio, che costituisce un acquifero continuo, almeno nella direzione dalla costa verso l'interno. Si realizzano pertanto condizioni di massimo richiamo di acqua salata, lungo un «corridoio» ad elevata permeabilità e con elevato gradiente piezometrico, per effetto delle depressioni dell'area agricola di San Piero a Grado e del Campo pozzi di Mortaiolo (oltre a quella di Coltano), dove quindi viene attivata la dinamica delle acque sotterrane.

È da sottolineare inoltre che le accentuate depressioni piezometriche possono causare, negli acquiferi semiconfinati e confinati, inquinamenti rispettivamente per fenomeni di drenanza e per cattiva cementazione dei pozzi.

Come è noto, la subsidenza è un lento processo di abbassamento della superficie del suolo, connesso in generale a movimenti tettonici, ma che nelle pianure alluvionali può essere causata soprattutto dall'estrazione di fluidi (di acqua nel caso specifico) dalle falde acquifere sotterranee; in questo secondo caso i fenomeni possono interessare aree più ristrette, ma evolvono più rapidamente, alla scala dei tempi storici. La compattazione verticale dei terreni dovuta agli emungimenti risulta più accentuata in presenza di orizzonti ad alta componente argillosa che li rende plastici e compressibili, come sono in generale gli acquicludi e gli acquitardi delle strutture acquifere multistrato, quando vengano depressurizzate le relative falde imprigionate.

Le principali conseguenze del fenomeno della subsidenza, che si ripercuotono direttamente e/o indirettamente sulle strutture ed infrastrutture esistenti sul territorio, sono le seguenti:

- danneggiamento delle strutture degli edifici, in particolare quelli di interesse storico (ad esempio la Torre di Pisa), provocato dai cedimenti differenziali del terreno;
- deterioramento di condotte sotterraneee, gallerie ecc.;
- modificazioni delle condizioni di deflusso nelle reti di irrigazione e bonifica, nonché nelle reti fognarie e di scolo, dovute alla creazione di tratti in controtendenza;
- allagamenti di aree urbane, in relazione ad eventi meteorici di particolare intensità, conseguenti alla difficoltà di smaltimento delle acque nelle reti drenanti;
- modificazioni delle condizioni di deflusso nei corsi d'acqua ed abbassamento del livello degli argini;
- sensibile arretramento della linea di riva, lungo le coste basse.

Un cenno infine a possibili interventi da adottare per contrastare le pericolose, per diversi aspetti, conseguenze dirette (*subsidenza*) ed indirette (*intrusione marina*), degli abbassamenti dei livelli piezometrici in acquiferi alluvionali. Ci riferiamo alla *ricarica artificiale*, cioè alle metodologie di immagazzinamento di acque sotterranee nei periodi di surplus di quelle superficiali, per soddisfare la richiesta delle prime in tempi di penuria idrica e/o di eccesso di domanda.

Per tutta una serie di motivi, la cui trattazione esula

dalle tematiche di questo lavoro, i sistemi più vantaggiosi per una «ricarica forzata» del **Sap** non consistono nei più tradizionali dispositivi di infiltrazione in loco attraverso opere drenanti (bacini, vasche, fossi, trincee, pozzi), ma dovrebbero essere mirati a favorirne l'alimentazione attraverso le naturali vie del sistema idrogeologico (vedi Fig. 18 in Baldacci *et al.*, 1994); queste risiedono essenzialmente, nel caso dei settori meridionali della Pianura pisana, nelle alte valli dei principali corsi d'acqua originati dalle Colline livornesi-pisane.

Vengono qui prospettati, in termini più espliciti, una serie di laghi artificiali il cui fondo sia costituito, almeno in parte, da depositi alluvionali permeabili in collegamento idraulico con l'**Amc**, attraverso l'acquifero confinato di subalveo posto più a valle.

L'immagazzinamento in bacini artificiali di notevoli quantità di acque superficiali, in rapporto al bilancio idrico generale dei vari bacini e soprattutto se riferite al diverso ordine di grandezza del ciclo sotterraneo, avrebbe anche l'indubbio vantaggio di un uso integrato della risorsa idrica (anche in funzione ant'incendio), potendo inoltre, ultimo ma non meno importante obiettivo, contribuire alla laminazione delle piene.

Si tratterebbe in definitiva di una sorta di «ricarica naturale artifìcialmente indotta» per mezzo di un sistema di invasi ad uso integrato e plurimo delle acque: l'ubicazione di tali bacini nei tratti vallivi superiori, in generale meno antropizzati, presenta anche l'indubbio vantaggio del superamento di incompatibilità ambientali, che sovente queste opere comportano quando siano localizzate nelle più congestionate medie e basse valli dei corsi d'acqua.

DOWNLOAD
La Tabella dei livelli piezometrici e la mappa in alta definizione sono scaricabili dal sito

http://www.ambiente.comune.pisa.it/informazioni.asp

BIBLIOGRAFIA

AA.VV.,1994. Convegno: Il Serchio: una possibile soluzione dei problemi idrici di Pisa e Livorno. Pisa, 19.02.1994: 159 pp., Litografia Felici, Pisa.

Cantini, P., Testa, G., Panchetta, G., Cavallini, R. The Plio-Pleistocene evolution of extensional tectonics in Northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo Basin (Lower Arno Valley, Italy). Submitted to Tectonophysics.

Baldacci, F., Bellini, L., Raggi, G., 1994. Le risorse idriche sotterranee della Pianura Pisana. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A, 101: 241-322.

D'Amato Avanzi, G., Nardi. I., 1993. Indizi di neotettonica nei Monti d'Oltre Serchio: faglie distensive recenti al bordo della Pianura pisana e depositi ciottolosi a quota 170 metri. Boll. Soc. geol. ital., 112: 601-614.

Della Rocca, R., Mazzanti, R., Pranzini, E., 1987. Studio geomorfologico della Pianura di Pisa (Toscana). Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10: 56-84.

Dini, I., 1976. La prima falda artesiana della zona di Pisa. Provincia - Comune di Pisa: 1-59.

Federici, P.R., Mazzanti, R., 1988. L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno inferiore. Boll. Soc. Geogr. It. Roma, Ser. XI, Vol. V: 573-615.

Geomath s.r.l. (G. Pizzi, U. Pizzi e A. Paolinelli) - Geoser s.c.r.l. (F. Alvarez, S. Rossi), 1994. Virgo Project - Interferometric gravitational wave detector. Study of the land subsidence of Pisa plain, south of the Arno river - Phase one.

Grassi, S., Gianelli, G.,1994. Studies of Low-Temperature Hydrothermal Systems: San Giuliano Prospect (Pisa, Italy). Energy Sources, 16: 401-423.

Rossi, S., Spandre, R., 1994. L'intrusione marina nella falda artesiana in ghiaia nel litorale pisano. Acque Sotterranee, 43: 51-58.

Segre, A., 1955. Nota sulla Idrografia continentale e marina. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, foglio 111 Livorno. Serv. geol. ital., Roma.

Tongiorgi, M., 1978. La subsidenza nelle basse pianure dell'Arno e del Serchio. In: Atti Conv. «I problemi della subsidenza nella politica del territorio e della difesa del suolo», Pisa, 1978, Vol. 2, Pacini, Pisa: 7-14.

Trevisan. L., Tongiorgi, E., 1953. Le acque del sottosuolo della Regione Pisana. La Provincia Pisana 9-10, Pisa.

Vieri, L., 1996. Studio idrogeologico della Pianura di Pisa. Tesi di Laurea inedita - Università degli Studi di Firenze. Relatore F. Baldacci.

LA MACRO-AREA:
LA PIANURA DI PISA

Giovanni Sarti
Dipartimento di Scienze della Terra
Università di Pisa

Il *management* e la conoscenza delle aree di pianura hanno assunto un ruolo di fondamentale importanza perché intensamente antropizzate e sede di ingenti interessi socio-economici. La gestione delle risorse idriche, il monitoraggio dei fenomeni di subsidenza, la tutela del patrimonio archeologico ed edilizio sono, perciò elementi di crescente attenzione ma che non possono prescindere anche da una conoscenza approfondita dell'architettura stratigrafica del sottosuolo.
Il grado di attendibilità dei modelli di circolazione dei fluidi, base indispensabile per una corretta ed efficace gestione della risorsa idrica, è strettamente connesso all'accuratezza della ricostruzione dell'architettura sedimentaria del sottosuolo e, di conseguenza, ai modelli interpretativi che mettono in relazione litofacies ed ambienti deposizionali. Tali relazioni debbono inoltre essere costrette all'interno di un quadro cronostratigrafico che restituisca un'evoluzione stratigrafico - deposizionale coerente sia in termini di spazio che di tempo. Lo stesso grado di dettaglio è necessario complemento nella ricerca archeologica per meglio definire le caratteristiche ambientali nel quale un certo sito si sviluppava, oppure per elaborare carte del potenziale archeologico che sono di fondamentale importanza per la redazione di piani strutturali efficaci. Questi ultimi, infine, non possono non tenere conto dei fenomeni di subsidenza, che sono facilmente contestualizzabili e misurabili solo all'interno di un quadro crono-stratigrafico e deposizionale del sottosuolo ben definito, o di particolari depositi con caratteristiche geotecniche peculiari (a Pisa è ben noto il "pancone") la cui distribuzione e spessore sono definibili e prevedibili solo laddove siano disponibili modelli affidabili dell'architettura deposizionale del sottosuolo. Lo studio ad alta risoluzione delle successioni sedimentarie tardo-quaternarie delle aree di pianura è, inoltre, di fondamentale importanza per la verifica dei modelli della stratigrafia sequenziale che costituisce l'approccio metodologico moderno utilizzato per la ricerca di idrocarburi o di qualsiasi atro tipo di fluido. Lo scarso grado o l'assenza di deformazione tettonica che caratterizzano i depositi di queste aree e la possibilità di effettuare datazioni assolute permette una definizione di dettaglio, a scala di bacino, dei vari modelli deposizionali e della loro evoluzione in funzione di fattori di controllo, quali l'eustatismo o il clima. In questo senso, la grande attenzione rivolta attualmente al riscaldamento globale e alle possibili variazioni del livello del mare ad esso connesse (IPCC, 2001, 2007, ALLEY, 2003, NATIONAL RESEARCH COUNCIL-NRC, 2002), trova un importante riferimento in questi sistemi deposizionali, il cui studio e modellizzazione potrebbero consentire una finestra di osservazione più ampia per la previsione degli scenari futuri legati ai cambiamenti climatici in atto.
La possibilità di studiare nel dettaglio la stratigrafia di sottosuolo e di ricostruirne in modo corretto l'architettura deposizionale, non può però prescindere dalla realizzazione di sondaggi a carotaggio continuo, unico strumento di osservazione diretta del sottosuolo, e dall'utilizzo di un approccio di tipo multidisciplinare al loro studio.

1.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

La pianura di Pisa è delimitata a Nord dalla pianura costiera versiliana e dai Monti Pisani e, a Sud, dalle Colline Pisane e Livornesi (Fig. 1). Ha una forma triangolare con una pendenza media molto bassa (circa lo 0,05%) ed è attraversata dai fiumi Arno e Serchio. La dinamica di questi due sistemi fluviali con i loro apporti sedimentari è responsabile delle varie fasi di costruzione, durante gli ultimi 4000 anni (Aguzzi *et*

al., 2005), della pianura di Pisa fino alla sua conformazione attuale.

Da un punto di vista geodinamico la pianura di Pisa costituisce la parte sommitale dei depositi riempimento di un sistema di depressioni tettoniche, formatesi lungo il margine tirrenico della catena appenninica a partire dal Tortoniano superiore, in relazione all'apertura del Mar Tirreno e alla contemporanea migrazione antioraria del sistema catena-avanfossa-avampaese (ELTER *et al.*, 1975; MALINVERNO & RYAN, 1986; SARTORI, 1989; PATACCA *et al.*, 1990; MARTINI & SAGRI, 1993).

In particolare, la pianura di Pisa costituisce la porzione meridionale del bacino estensionale di Viareggio (Fig. 2) che si sviluppa, con orientamento Nord-Ovest/Sud-Est, per una lunghezza approssimativa di 80 Km ed una larghezza di circa 40 Km. Tale depressione tettonica può essere suddivisa (PASCUCCI, 2005) in due porzioni una inshore ed in una *offshore*.

La prima, costituita dalle pianure costiere di Pisa e Viareggio, è delimitata a Nord-Est dai Monti Pisani, d'Oltre Serchio e dalle Alpi Apuane costituiti da depo-

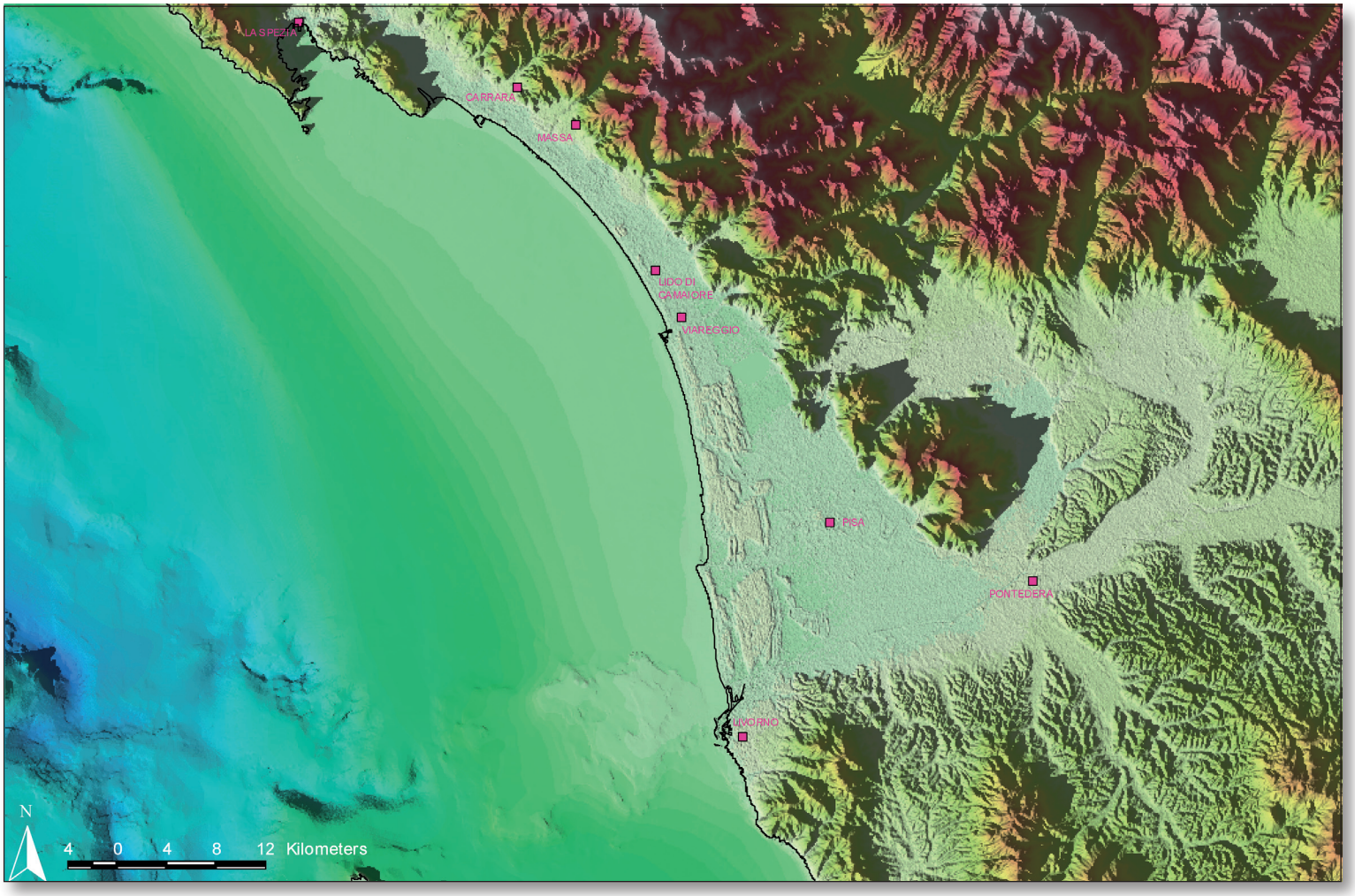


Fig.1 - Ubicazione della pianura di Pisa. Dem modificato da Mattei 2008.

siti pre-neogenici e a Sud dai depositi neogenici delle Colline Pisane e Livornesi (Fig. 2).

La porzione *offshore* è invece delimitata a Sud-Ovest dalle Secche della Meloria - Maestra. Questa suddivisione è coerente con i profili sismici eseguiti a mare (TONGIORGI, 1978, ARGNANI *et alii*., 1997, PASCUCCI, 2005) che evidenziano una caratteristica struttura a *horst e graben*, allungata in senso appenninico (Fig. 3).

Dall'interpretazione di questi dati risulta evidente il persistere di processi deposizionali nel bacino dell'Arno anche durante quelle fasi di *uplift* generalizzato che interessarono grande parte della Toscana marittima tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene medio (CAPOZZI & SARTORI, 1989) generando vari *hiatus* deposizionali, come ad esempio l'assenza di depositi riferibili al Pliocene superiore (BOSSIO *et al*., 1993 *cum* bibliografia).

Uno svincolo tettonico di ordine maggiore, noto in letteratura come "*Linea del Sillaro*" (BORTOLOTTI, 1966) o "*Meloria Bientina line*" (CANTINI *et al*., 2001) si sviluppa lungo il bordo meridionale della pianura di Pisa (margine meridionale del Bacino di Viareggio) e prosegue a mare bordando le secche della Meloria (Fig. 2), dividendo l'area subsidente di pianura da una zona (colline e Monti livornesi) caratterizzata invece da fenomeni di uplift (FERRANTI et *alii.,* 2006).

Il riempimento del bacino di Viareggio è costituito da un notevole volume di sedimenti neogenico - quaternari potenti fino a 3.800 m MARIANI & PRATO, 1988 che sono stati suddivisi in una serie di sequenze sismostratigrafiche separate da superfici di *unconformity* (Pascucci, 2005).

In questi depositi sono registrate le varie fasi di evoluzione paleogeografica del bacino. Prima di descriverle sommariamente è importante accennare ad alcuni concetti che permettano di comprendere le cause che determinano in una certa area cambiamenti così radicali dal punto di vista paleografico.

Recentemente, a partire dalla fine degli anni '80 (Posamentier & Vail 1988) sono stati sviluppati per la ricerca petrolifera dei modelli ed una metodologia di lavoro (stratigrafia sequenziale) che ha definito i fattori che controllano i processi sedimentari e conseguentemente la tipologia delle architetture deposizionali possibili. Questi costituiscono gli elementi di base per comprendere i cambiamenti paleo-geografici che si susseguono in una certa area.

In generale la tendenza della linea di costa ad arretrare o ad avanzare è collegata ad alcuni importanti fattori di controllo di ordine maggiore quali la tettonica, l'eustatismo e l'apporto sedimentario. La sommatoria tra tasso di variazione tettonica (subsidenza nel caso della pianura di Pisa) e tasso di variazione eustatica determina la variazione relativa del livello marino, positiva, negativa o nulla, che caratterizza ogni determinata area (Fig. 4).

Variazioni eustatiche del livello del mare, anche di notevole entità, causate principalmente da oscillazioni climatiche ad alta frequenza, a loro volta dovute alla periodicità di variazioni dei parametri orbitali della terra, si sono ripetute molte volte nel tempo e sono ben documentate per gli ultimi 450000 anni (Fig. 5).

Fasi climatiche fredde determinano un'aumento del volume dei ghiacciai e ad una diminuzione di quello delle acque degli oceani. Viceversa durante le fasi calde si innescano processi di fusione dei ghiacciai e conseguentemente un'incremento del volume delle acque degli oceani. Ad esempio mentre circa 125.000 anni fa, durante condizioni climatiche calde, il livello del mare era più alto di circa di circa 5-7 metri rispetto all'attuale, successivamente, in relazione all'instaurarsi di condizioni glaciali, si abbassò fino ad un massimo, circa 18000 anni fa, di oltre circa 120 metri (Fig. 5).

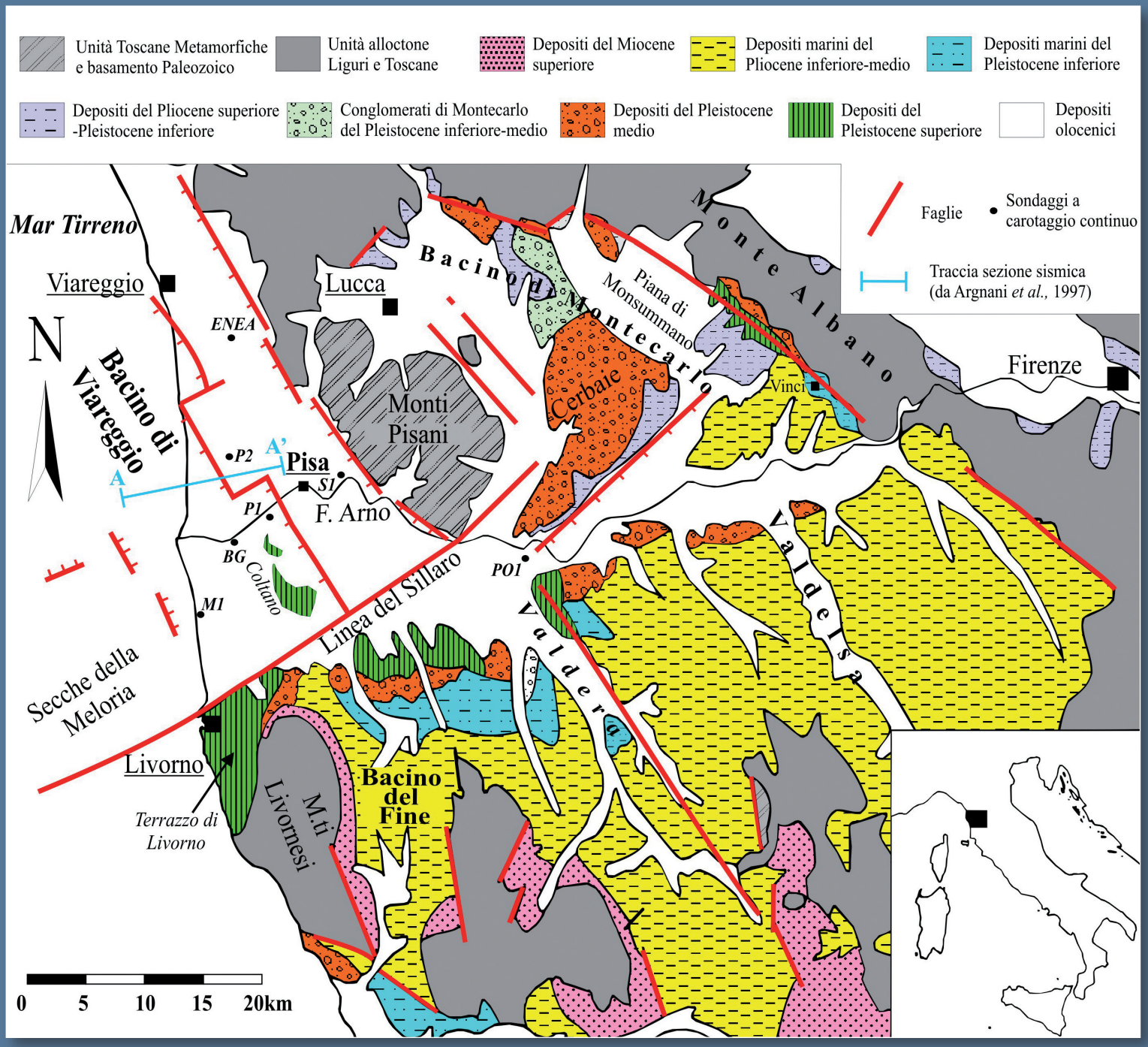


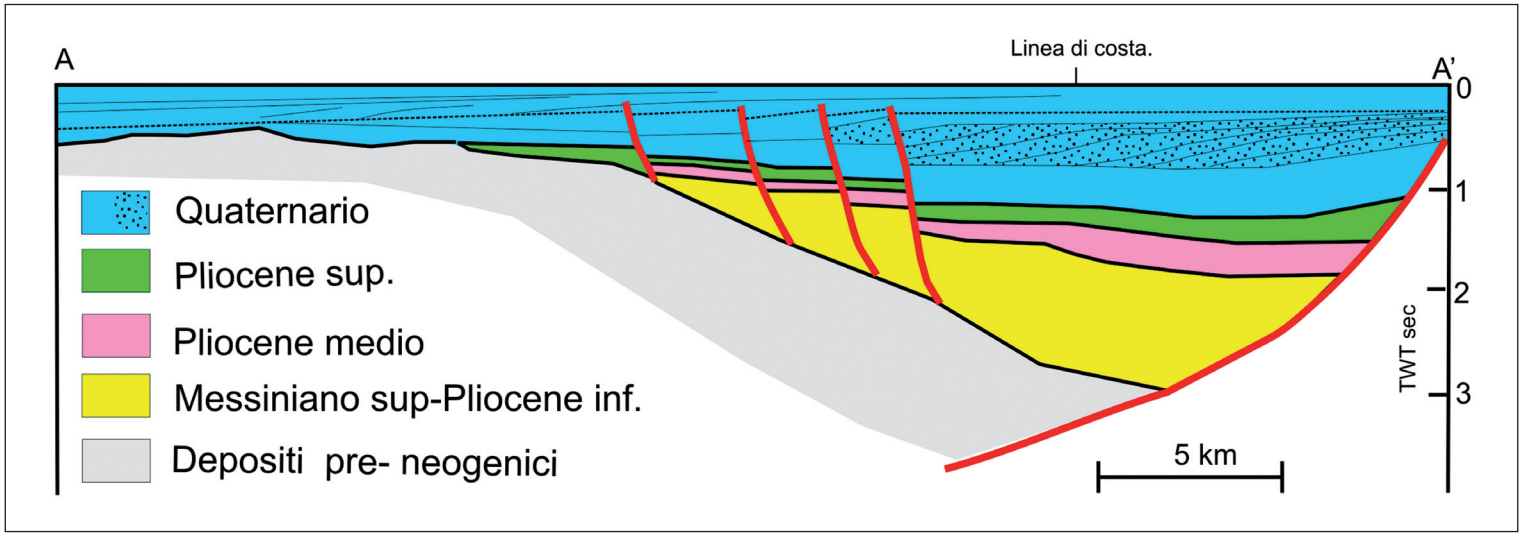
Fig. 2 - Carta geologica della pianura di Pisa. Per l'ubicazione del sistema di faglie che delimitano il bacino di Viareggio si è fatto riferimento al lavoro di Pascucci 2005 (modificata da Sarti *et al.* 2008a).

Una variazione eustatica positiva del livello marino (Fig. 4) viene amplificata o ridotta in una determinata area nel caso che questa sia caratterizzata rispettivamente da tettonica di sprofondamento (subsidenza) o di innalzamento (*uplift*). Una variazione relativa positiva del livello del mare determina sempre una aumento dello spazio disponibile per la sedimentazione (*accomodation* di Posamentier & Vail 1988) ma non necessariamente si verifica parallelamente un arretramento della linea di costa. In altri termini, non è automatico che ogni variazione positiva del livello del mare determini un evento di trasgressione. Dipende, infatti, dall'apporto sedimentario, ossia dalla quantità di sedimento che viene trasportata dai sistemi fluviali a costa che è, a sua volta, influenzata da molti altri fattori fra i quali clima, geologia dell'area di provenienza, morfologia, capacità di erosione e trasporto del sistema fluviale. Infatti se il volume di sedimento apportato eccede lo spazio che si è creato la linea di costa tende ad avanzare verso mare (progradazione deposizionale) analogamente a quello che si è verificato durante gli ultimi 4-5.000 mila anni nella pianura di Pisa ed in molte altre aree di pianura nel mondo. Se l'apporto sedimentario compensa esattamente lo spazio che si è creato la linea di costa rimane stabile mentre, se non c'è compensazione, la linea di costa tende ad arretrare (retrogradazione o trasgressione). Viceversa se la variazione relativa del livello marino è negativa, lo spazio disponibile per la sedimentazione diminuisce ed in questo caso, indipendentemente dall'apporto sedimentario, la linea di costa si sposta verso mare (progradazione forzata di Posamentier & Allen 1992).

È in questo ambito concettuale che vanno contestualizzati i cambiamenti paleo-geografici che hanno caratterizzato l'area corrispondente all'attuale pianura di Pisa.

Ovviamente più la ricostruzione si spinge indietro nel tempo più aumentano i margini di incertezza. Nel caso della pianura di Pisa, comunque, il fattore tettonica ha sempre giocato, a partire dal Miocene superiore ossia dalla formazione del bacino di Viareggio,

Fig. 3 - Profilo sismico lungo la pianura di Pisa che evidenzia il carattere estensionale del bacino di Viareggio. Per l'ubicazione della sezione si veda la Fig. 2 (Modificata da Argnani *et al.,* 1997).



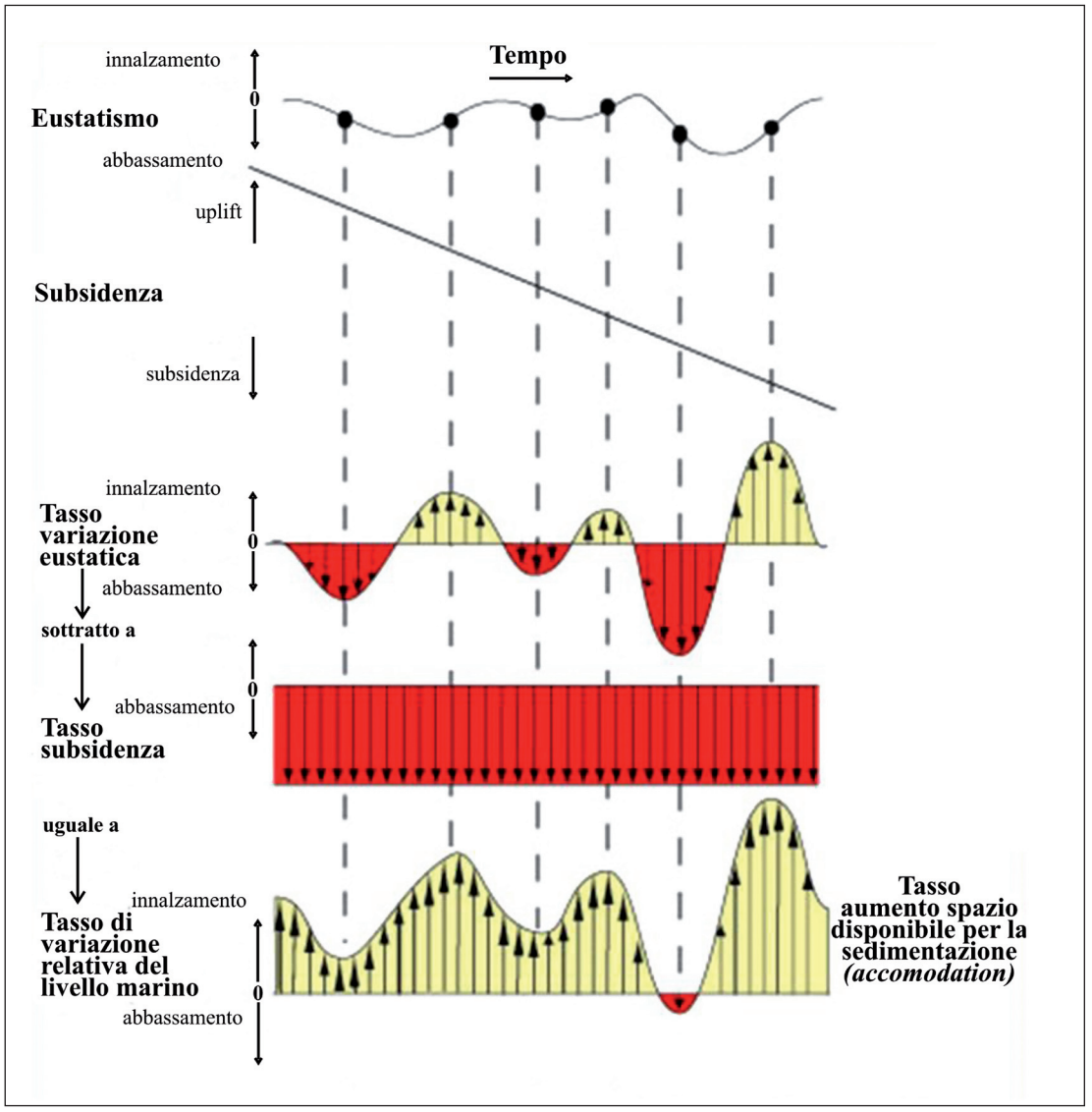


Fig. 4 - Modello concettuale inerente al rapporto tra variazioni eustatiche, tettonica e variazioni relative del livello marino (modificato da Posamentier & Vail. 1988).

seppur con tassi di diversa entità a favore dello sprofondamento. Questo fattore ha dunque tendenzialmente amplificato le variazioni eustatiche positive del livello del mare e ridotto quelle negative. Condizioni marine relativamente profonde (per esempio durante il Pliocene inferiore ed il Pleistocene inferiore), si sono alternate a fasi di esteso arretramento della linea di costa con esposizione subarea di aree precedentemente sommerse. Un esempio abbastanza ben documentato (Amorosi *et al.*, 2008, Sarti *et al.*, 2008) riguarda la situazione instauratasi durante l'ultimo picco glaciale (circa 18.000 anni fa) quando il livello del mare arrivò ad abbassarsi di oltre 120 m rispetto alla sua posizione attuale determinando uno spostamento di oltre 25 km verso ovest della linea di costa (Fig. 6).

In risposta a questa variazione del livello di base, per aggiustare il proprio profilo di equilibrio il paleo-Arno scavò una profonda incisione valliva (Fig. 6a), rintrac-

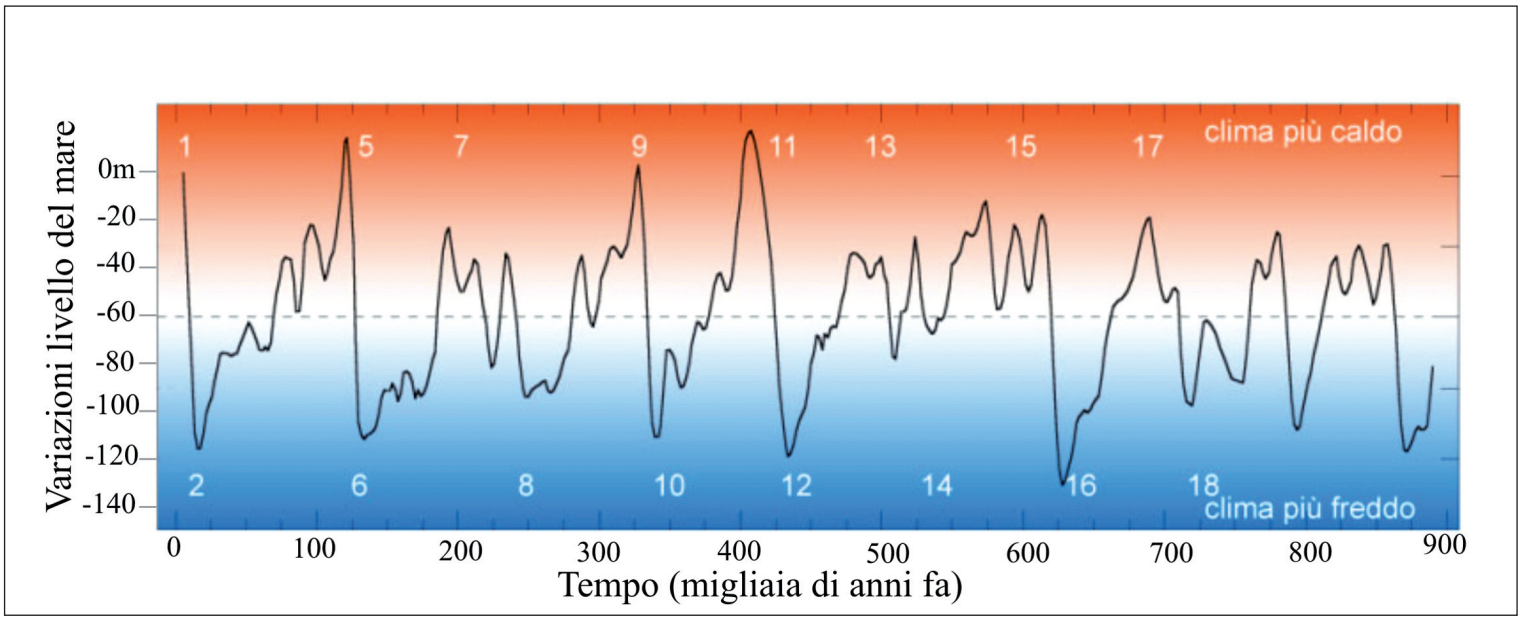


Fig. 5 - Curva globale delle variazioni eustatiche del livello del mare durante gli ultimi 900000 anni In arancione sono indicati gli stadi interglaciali caldi e in azzurro gli stadi glaciali freddi (Modificata da http://portale.ingv.it/temi-ricerca/clima-oceani-ambiente/ricostruzione-delle-variazioni-paleoclimatiche).

ciabile nel sottosuolo della pianura tra Pisa e Tirrenia ad una profondità di circa 50 m (Amorosi *et al.*, 2008), in un ambiente caratterizzato, come indicato dalle associazioni polliniche (sviluppo di vegetazione prevalentemente steppica) da condizioni climatiche fredde (Aguzzi *et al.*, 2007). La foce del paleo-Arno doveva trovarsi (Fig.6a) circa in prossimità della batimetrica -120 metri come suggeriscono dati di elaborazione di immagine (Mattei 2008, Galoppini *et al.*, 1996). Con la fine dell'ultima fase glaciale il livello del mare iniziò rapidamente ad innalzarsi (Fig. 5) provocando il progressivo spostamento della linea di costa verso est e conseguentemente la progressiva inondazione della paleo-valle con l'instaurazione di un ambiente di estuario caratterizzato da acque salmastre (Fig. 6b) e da sedimentazione prevalentemente argilloso-limosa. In soli 5.000 anni (tra 13.000 e 8.000 anni circa), in seguito al rapido innalzamento del livello del mare, la paleo-valle fu totalmente inondata e riempita da sedimento e buona parte dell'attuale pianura costiera, fino oltre S. Piero a Grado fu sommersa dal mare (Amorosi *et al.*, 2009). Questa ultima fase trasgressiva non si sviluppo come un unico evento continuo. Dati sedimentologici e paleontologici indicano almeno tre cicli di ordine minore di innalzamento e abbassamento del livello del mare (parasequenze di Posamentier & Vail 1988) correlabili a oscillazioni climatiche ad alta frequenza tra periodi più caldi e freddi con periodicità circa millenaria (Amorosi *et al.*, 2009).

La linea di costa continuò il suo spostamento verso est fino a circa 7500 anni fa posizionandosi ad oltre 7 km più ad est della sua posizione attuale mentre alle sue spalle si sviluppava un ampia area lagunare i cui depositi costituti da argille plastiche (note come "*pancone*") che si trovano mediamente a 10 m di profondità nel sottosuolo della città di Pisa sono ben noti

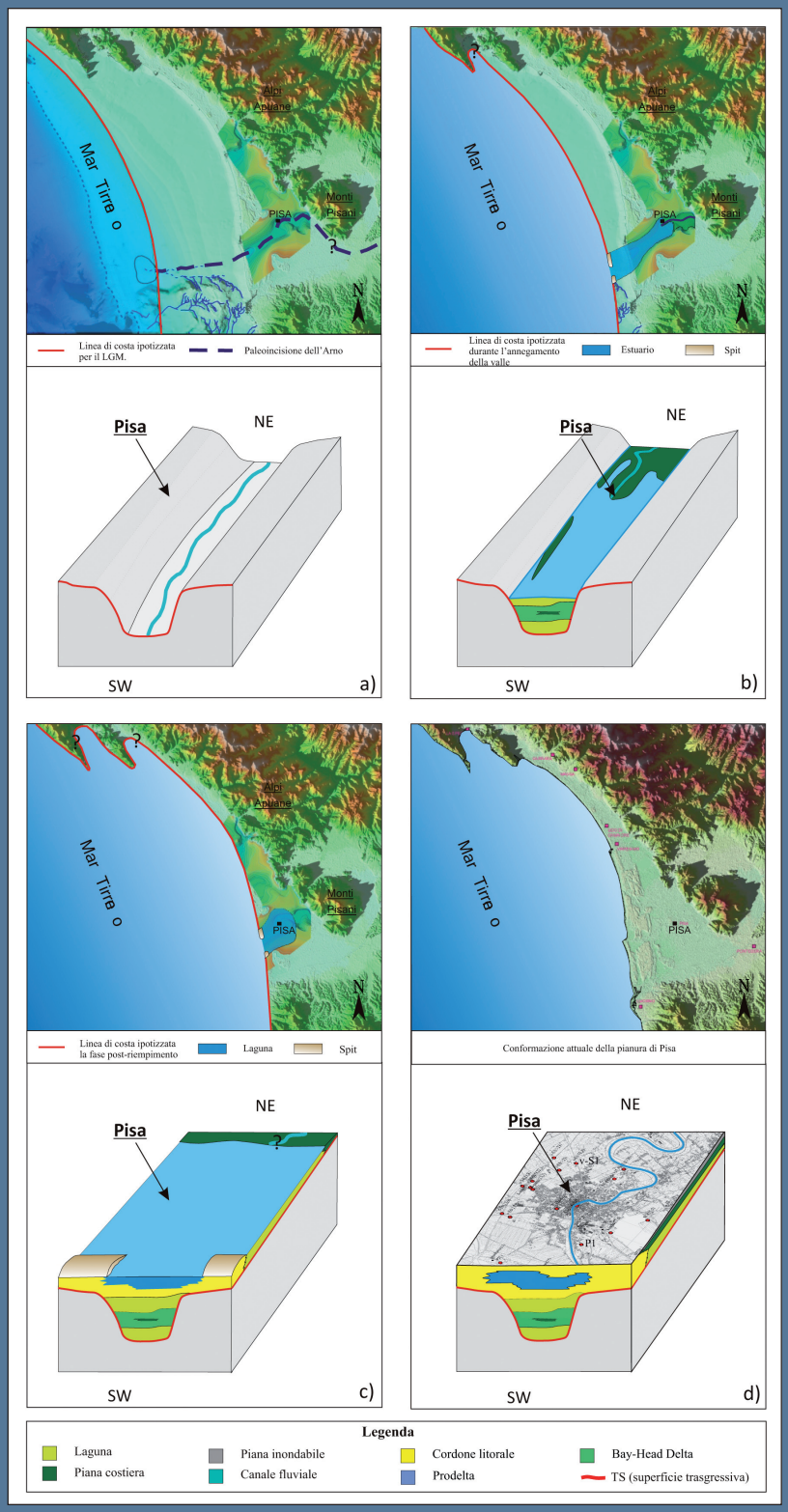


Fig. 6 - Ricostruzione paloegeografica della pianura Pisana durante gli ultimi 18000 anni. a) circa 18000 anni fa: fase finale della formazione dell'incisione valliva e posizione del paleodelta dell'Arno vicino alla batimetria -120 m; b) circa 9000 anni fa: inondazione della paleovalle con sviluppo di un estuario dominato da moto ondoso delimitato a mare da spit litoranei; c) circa 7800 anni fa: fase di massima ingressione marina, con inondazione definitiva della paleovalle e sommersione delle aree di argine con sviluppo di un esteso ambiente lagunare delimitato verso mare, poco a ovest di S.Piero a Grado da sistemi di duna costiera-spiaggia; e) situazione attuale. (Elaborazione dei DEM modificata da Mattei 2008. Dati relativi al paleodelta dell'Arno modificati da Mattei 2008 e Galoppini *et al.,* 1994)

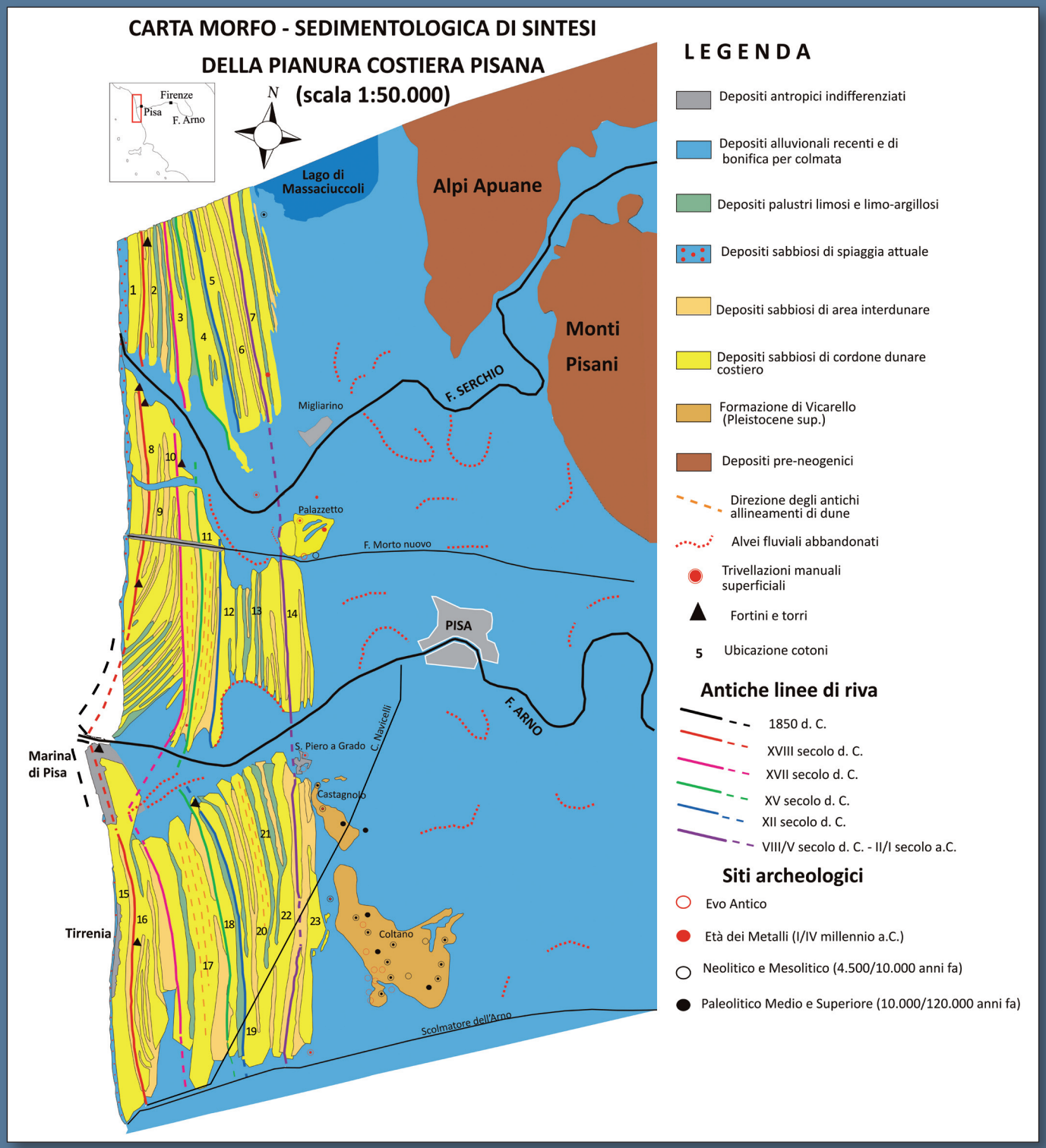


Fig. 7 - Carta geomorfologica di sintesi (modificata da Carratori *et al.*, 1991 e Sarti *et al.*, 2007).

perché responsabili della famosa pendenza della torre di Pisa (Fig. 6c).

Successivamente il trend si invertì sia per una diminuzione del tasso di risalita del livello del mare sia per l'aumento dell'apporto sedimentario quest'ultimo posto in relazione da alcuni autori (Pranzini, 1983) anche ad opere di deforestazione, determinando la progradazione della linea di costa e la costruzione della pianura di Pisa fino alla sua attuale conformazione (Fig.6d), dove è ben evidente una porzione interna costituta da depositi fluviali di canale e di tracimazione legati alla dinamica recente dei fiumi Arno e Serchio ed una porzione costiera caratterizzata da un esteso sistema di cordoni litoranei sabbiosi (Fig. 7) che registrano, a partire da circa 3000 anni fa, le varie fasi di costruzione della pianura e conseguente avanzamento della linea di costa.

In fig. 7 è evidenziata la posizione della linea di costa a partire dal I/II sec a.C. che si sviluppava con una geometria rettilinea. In questa fase l'idrografia della pianura di Pisa differiva da quella attuale. Infatti il fiume Arno ricevute all'altezza di Pisa le acque del fiume Serchio sfociava all'altezza di Tirrenia e, si divideva, secondo una citazione di Strabone, in altri due rami uno presumibilmente passante per Coltano mentre più a sud un altro lambiva i bordi delle colline Livornesi. In questa fase molte delle zone costiere erano caratterizzate da ampie aree plaustri.

A partire dal XII secolo d.C., la geometria del litorale inizia a modificarsi con l'inarcamento progressivo della linea di costa in corrispondenza della foce del fiume Arno e la formazione di uno *spit* litoraneo in corrispondenza della foce del fiume Serchio.

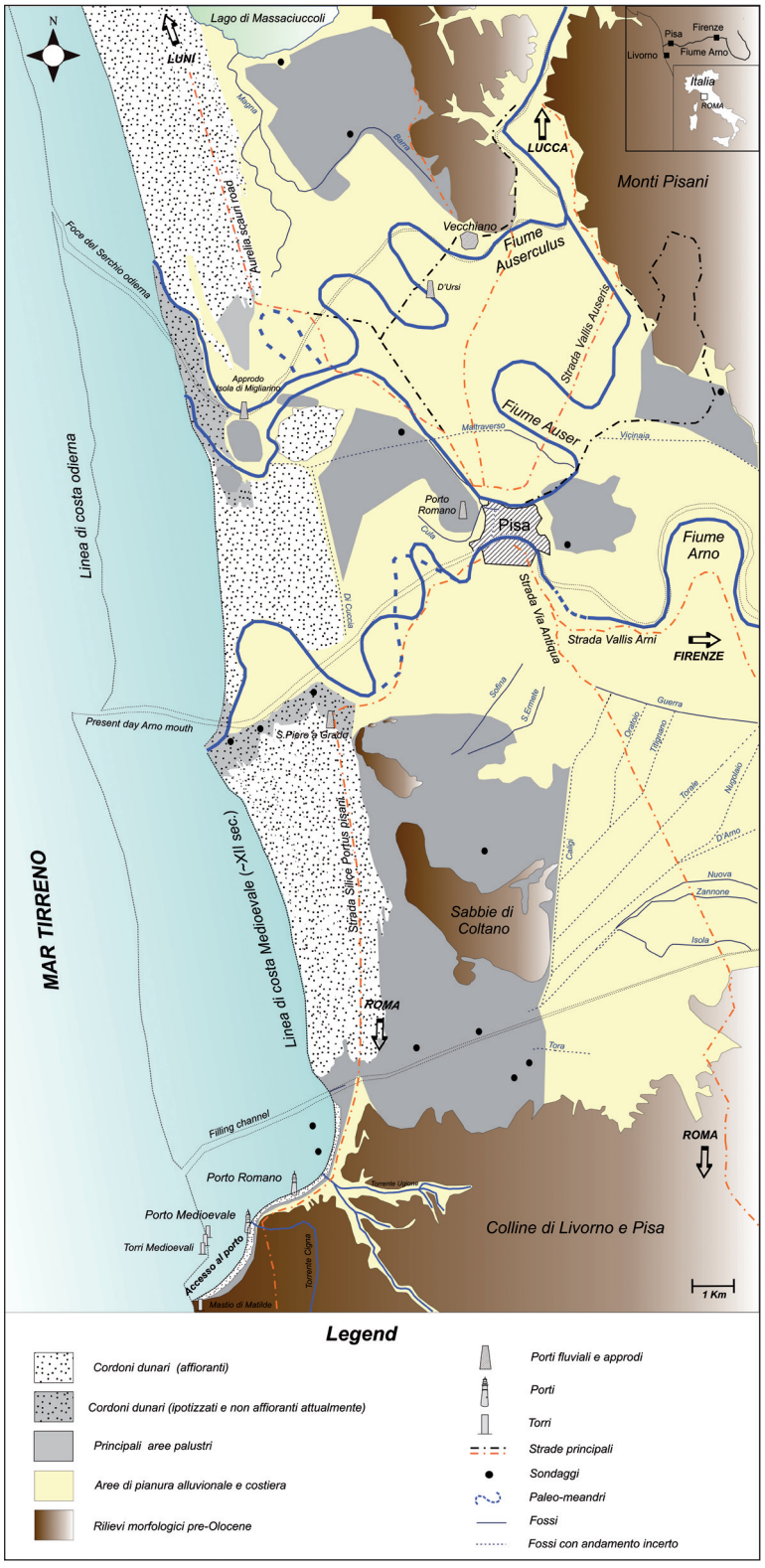


Fig. 8 - Ricostruzione paloegeografica della pianura di Pisa nel XII°secolo d.C. (modificata da Martini *et al.*, 2010).

Anche durante il medioevo come visibile illustrato in Fig. 8 continuavano a persistere ampie zone palustri e proprio per impedire impaludamenti nella città di Pisa il ramo del Serchio che si immetteva nella città dal lato nord fu deviato.
Negli anni ed i secoli successivi le opere intervento e modifica del territorio da parte dell'uomo iniziate fin dall'epoca Romana, diverranno un elemento primario attraverso la realizzazione di massicce opere di bonifica delle numerose aree palustri presenti e di sistemazioni idrauliche-agrarie (tagli di meandro, rettificazione della foce dell'Arno, escavazione di fossi) che hanno reso per buona parte artificiale l'attuale sistema di drenaggio della pianura.
Il trend di progradazione della linea di costa continuò fino a circa il 1850 (Fig. 7). In questi anni la linea di riva era più avanzata verso ovest di oltre 1 km rispetto alla posizione attuale ma il moltiplicarsi di opere antropiche l'escavazione e imbrigliamento di Arno e Serchio, determinarono rapidamente una inversione di tendenza innescando processi di erosione che sono tuttora in corso. Infatti, attualmente buon parte del tratto costiero antistante la pianura di Pisa è soggetto a fenomeni di arretramento, in parte limitati attraverso la realizzazione di opere di difesa che ne hanno però alterato fortemente le caratteristiche paesaggistiche originarie.

2. STRATIGRAFIA E ARCHITETTURA DEPOSIZIONALE DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA DI PISA

La stratigrafia della pianura di Pisa è stata oggetto di studio a partire dalla fine dell'800 (Gioli, 1894) ed stata successivamente approfondita sulla base di dati dettaglio stratigrafico-sedimentologico limitato e con rare informazioni di tipo cronologico perché derivanti da analisi di sondaggi finalizzati quasi esclusivamente alla ricerca di acqua. La conoscenza della geologia del sottosuolo e le interpretazioni stratigrafiche proposte sono dunque state fondate su set di dati di scarsa qualità e, quasi esclusivamente, attraverso semplici correlazioni litologiche (Trevisan & Tongiorgi, 1953; Romagnoli, 1957; Mazzanti, 1983; Sartori, 1978; Della Rocca *et al.*, 1987; Mazzanti, 1994; Baldacci *et al.*, 1995; Federici & Mazzanti, 1995; Baldacci, 1999; Mazzanti, 2000).
Negli ultimi anni la perforazione di nuovi sondaggi a carotaggio continuo (Aguzzi *et al.*, 2005; Aguzzi *et al.*, 2007; Amorosi *et al.*, 2008, Amorosi *et al.*, 2009) ha permesso di definire, attraverso un approccio multidisciplinare, un nuovo quadro stratigrafico-deposizionale di dettaglio dei primi 100 m di sottosuolo della pianura di Pisa (Fig.9).
L'aspetto metodologico è molto importante, come dimostrano le esperienze più avanzate di studio del sottosuolo di aree di pianura e si articola in fasi distinte e consequenziali. La prima fase è consistita nell'implementazione di una banca dati geognostica della pianura di Pisa, costituita da dati derivanti sia da fonti pubbliche che private (oltre 1500 i dati inseriti) in collaborazione con la Provincia ed il Comune di Pisa e gestita in ambiente GIS.
L'elaborazione di questi dati ha consentito la realizzazione, secondo i principi ed i metodi della stratigrafia sequenziale, di un modello preliminare stratigrafico-deposizionale interpretativo del sottosuolo, dove sono state individuate aree chiave dove eseguire sondaggi a carotaggio continuo. La collaborazione tra i Dipartimenti di Scienze della Terra dell'Università di Pisa e di Bologna e gli Enti locali ha permesso, al momento, di perforare oltre 20 sondaggi a carotaggio continuo a profondità compresa fra 20 e 100 m. Ogni sondaggio è stato descritto dettagliatamente in termini di litologia,

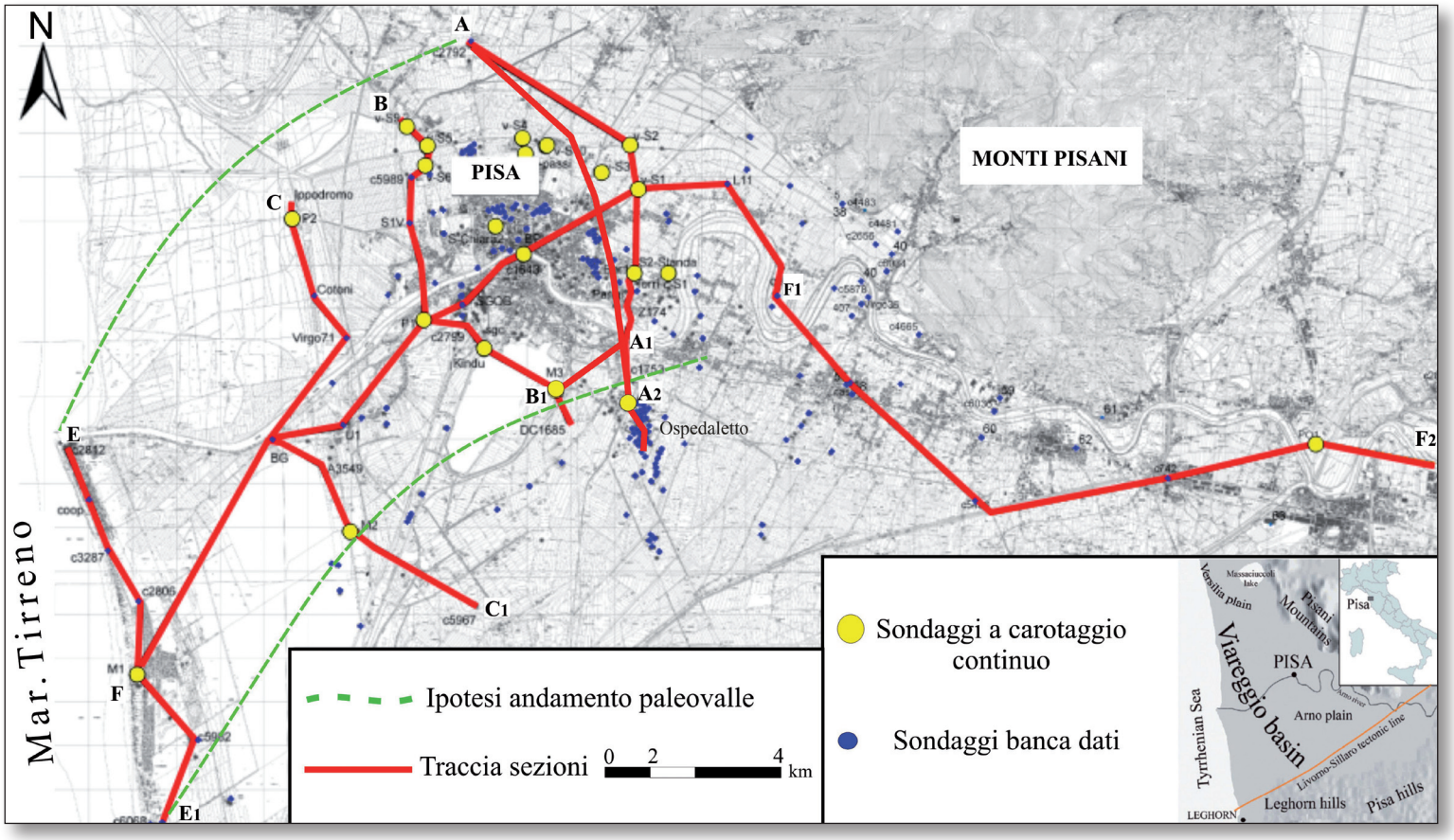


Fig. 9 - Ubicazione del data set utilizzato per le correlazioni stratigrafiche e la ricostruzione del modello di architettura deposizionale del sottosuolo.

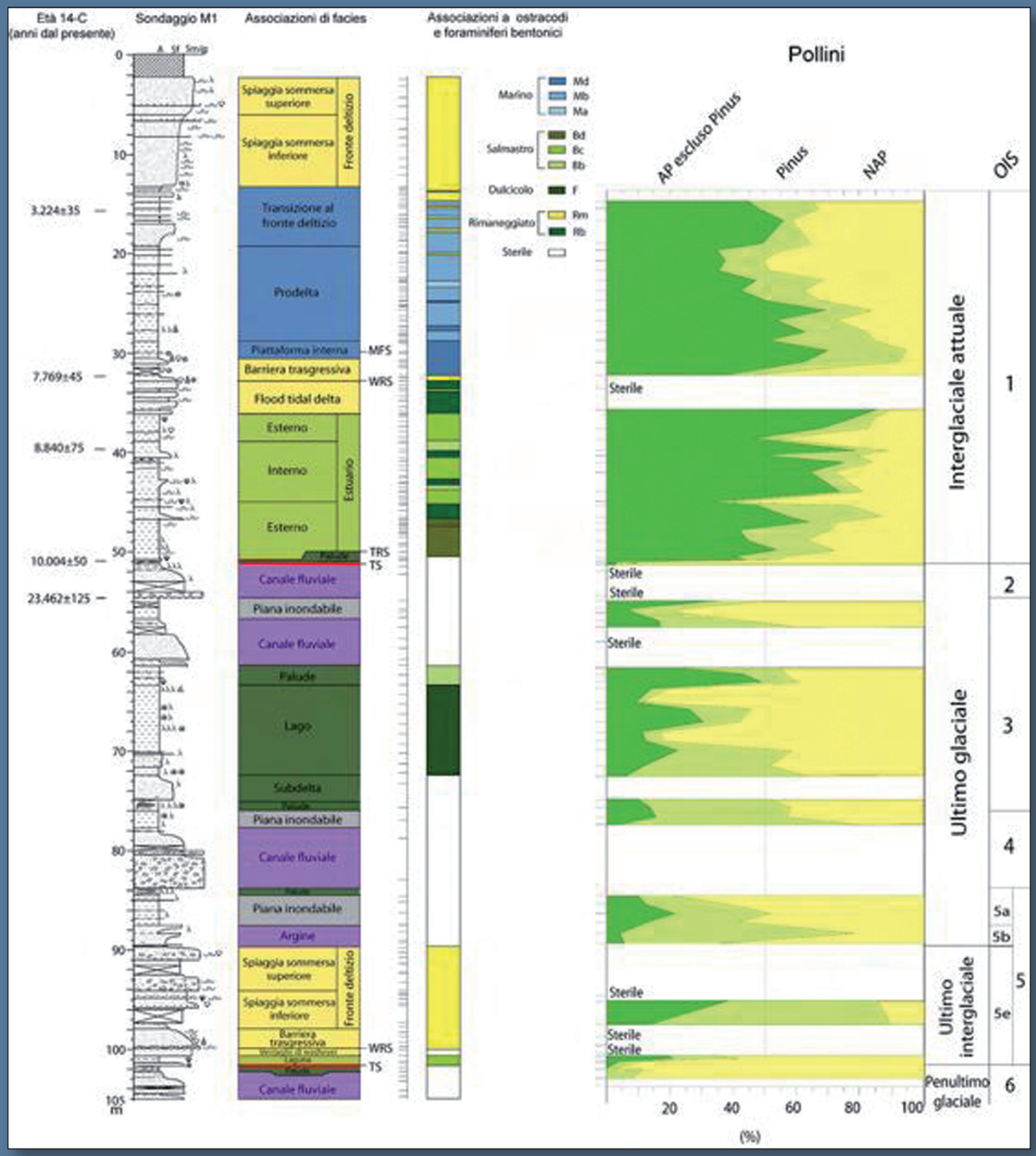


Fig. 10 - Log stratigrafico del sondaggio M1, con indicazione degli ambienti deposizionali ed il contenuto microfaunistico associato. TS: superficie trasgressiva; TRS: superficie di ravinement tidale; WRS: superficie di ravinement da moto ondoso; MFS: superficie di massima inondazione; SB: limite di sequenza. A lato del log:
a) gli ambienti deposizionali, b) le associazioni ad ostracodi e foraminiferi e 3) gli spettri pollinici.
Per gli spettri pollinici: AP: pollini arborei; NAP: pollini non arborei. Le datazioni non sono calibrate, per quelle calibrate si faccia riferimento alla Fig. 15. (modificata da Aguzzi *et al.*, 2007; si veda Fig.9 per l'ubicazione del sondaggio).

granulometria, colore, strutture sedimentarie, materiali e accessori (radici, frammenti di legno, materiale organico, torba, fossili). Su diversi campioni di alcuni sondaggi sono stati compiute analisi micropaleontologiche quantitative per una migliore caratterizzazione degli ambienti deposizionali e della loro evoluzione nel tempo.

Le analisi degli spettri pollinici e delle loro variazioni in funzione della posizione stratigrafica di campionamento hanno ulteriormente implementato questo quadro, permettendo di associare i trend di cambiamento degli ambienti deposizionali (retrogradazioni e progradazioni) a variazioni paleoclimatiche.

Infine, datazioni a radiocarbonio ad alta risoluzione (AMS ^{14}C) effettuate su gusci di bivalve e gasteropodi, argilla/limo organico, legni e porzioni di livelli torbosi hanno consentito di collocare il quadro stratigrafico-deposizionale in un contesto cronostratigrafico definito e di correlare correttamente le litofacies riconosciute nei vari sondaggi.

L'interpretazione stratigrafico-sequenziale dei dati acquisiti, elaborati secondo questo approccio, ha permesso di individuare due sequenze trasgressivo-regressive (*sensu* Embry, 1993, 1995), a prevalente controllo glacio-eustatico e dunque climatico. La scelta dell'utilizzo delle superfici di trasgressione (TS) rispetto ai limiti di sequenza utilizzati nei modelli classici della EXXON (Posamentier & Vail, 1988; Posamentier & Allen., 1999), deriva dalla facilità con cui sono identificabili nel sottosuolo e quindi per la loro maggiore efficacia operativa (Amorosi & Colalongo, 2005; Amorosi *et al.*, 2008).

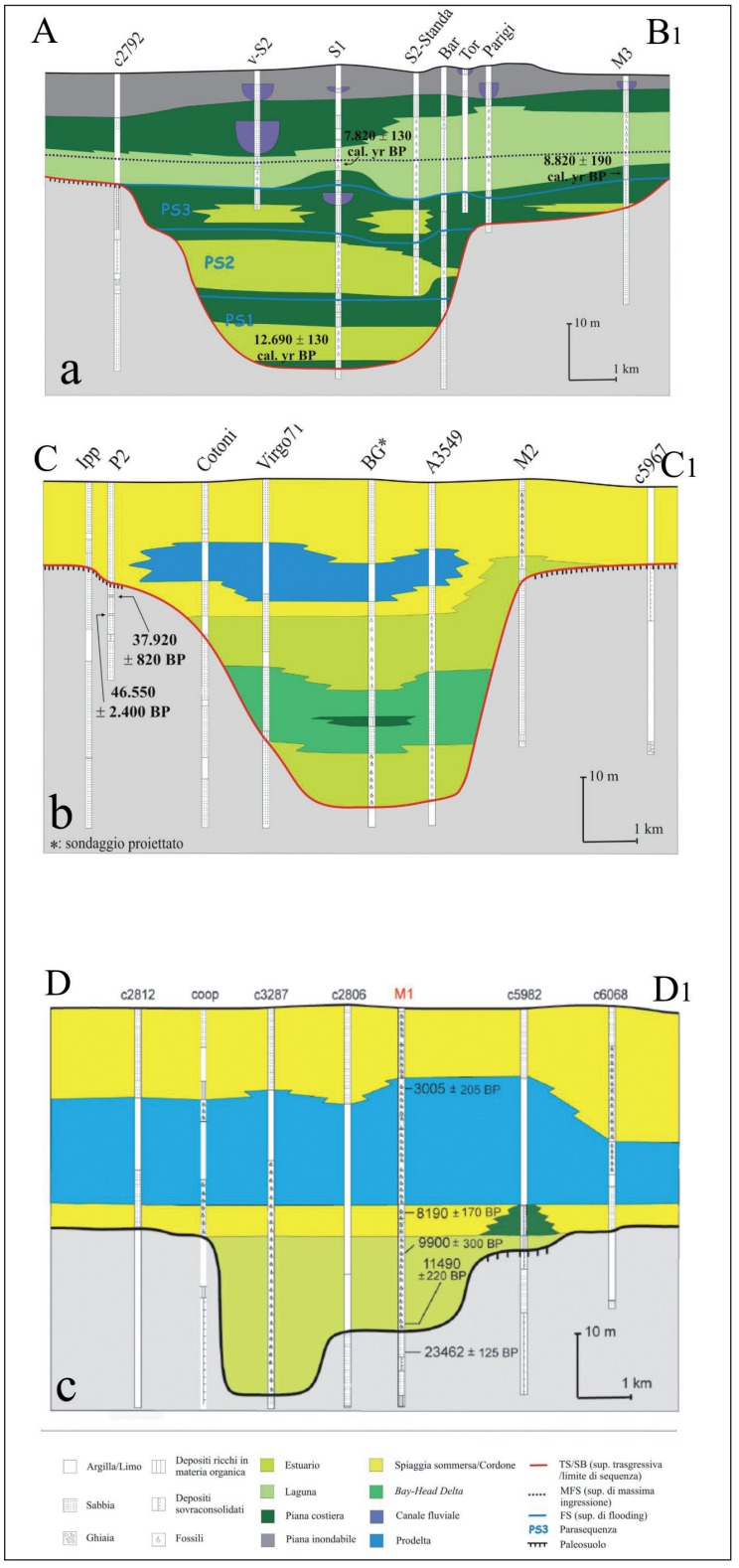


Fig. 11 - Sezioni trasversali della paleovalle e dei depositi di riempimento. Si veda la Fig. 9 per l'ubicazione; a) architettura stratigrafica in posizione interna nei pressi di Pisa, b) in posizione intermedia, c) lungo costa (da Amorosi *et al.*, 2008 modificata).

In generale, i depositi tardo-quaternari del sottosuolo della pianura di Pisa sono costituiti da una alternanza ciclica di depositi continentali e costieri. Il sondaggio M1 (Aguzzi *et al.,* 2007), che è stato perforato sulla costa, a breve distanza da Tirrenia, raggiungendo la profondità di 106 m, è caratterizzato dalla presenza (Fig. 10) di due sequenze (tra 0 e 51 m e tra 90 e 101 m) depostesi in ambiente marino costiero, alla base delle quali sono identificabili due superfici trasgressive (TS).

Le due sequenze marine sono separate da circa 40 m di depositi continentali. La TS superiore (51 m) coincide con l'inizio della trasgressione tardo-pleistocenica/olocenica come documentano le datazioni radiometriche. Significativo è lo spessore di circa 20 m della prima fase trasgressiva, caratterizzato da depositi lagunari-salmastri interpretati, secondo modelli più recenti, come espressione di un ambiente estuarino dominato da moto ondoso che è rimasto attivo fino a circa 8.000 anni fa. La ricostruzione dell'architettura deposizionale (Fig. 11a,b,c, Fig. per la traccia delle sezioni) ha infatti evidenziato come questi depositi costituiscano il riempimento, spesso fino a 40 m, di una incisione valliva attivatasi durante l'ultima fase glaciale, quando il livello del mare si abbassò di oltre 120 m rispetto all'attuale. I dati cronologici costringono tale processo (Fig. 12) ad un intervallo di tempo successivo ai 38.000 anni circa (età dei depositi di argine) e precedente a circa 13.000 anni (età dei depositi che costituiscono il primo riempimento della paleovalle). Tale incisione, inoltre, sembra non essersi prodotta da un processo continuo e progressivo di abbassamento del livello di base, ma articolato in più fasi, come testimonia la presenza discontinua di terrazzamenti.

Le modalità deposizionali del riempimento della paleovalle sono ben documentabili nel sottosuolo nei pressi della città di Pisa in corrispondenza del sondaggio S1 (Fig.9 per l'ubicazione). Anche il processo di riempimento e colmatamento della valle, durato circa 5000 anni (tra 13000 a 8000 anni) non si rea-

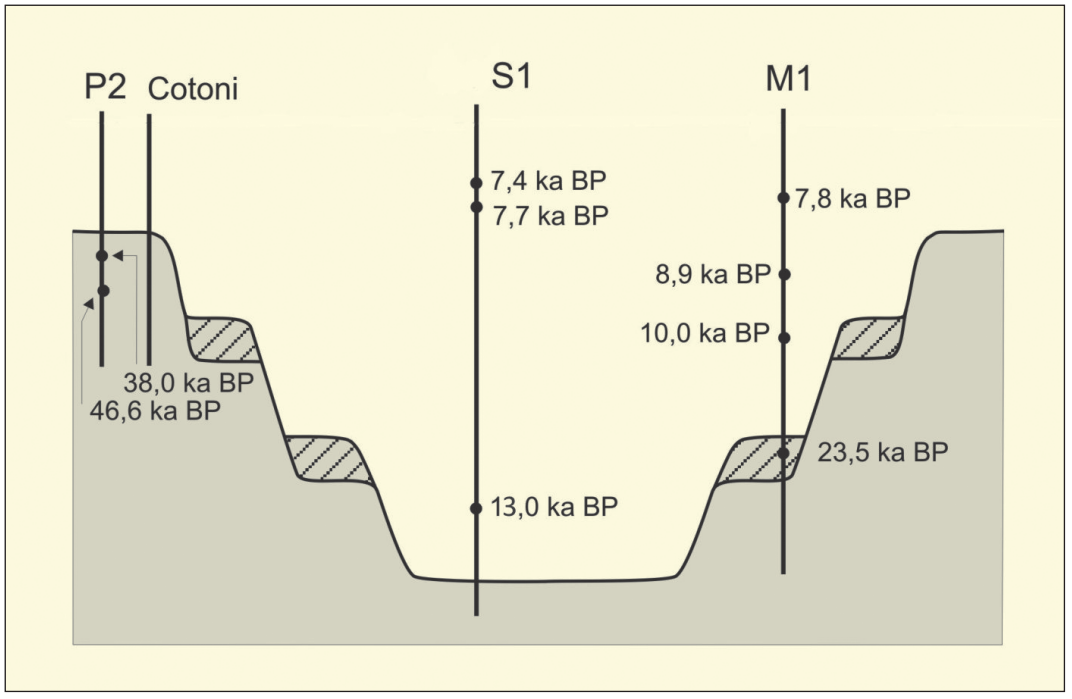


Fig. 12 - Schema del timing di evoluzione della paleovalle. Il pattern di riempimento a tratteggio si riferisce all'interpretazione di terrazzamenti sui fianchi della valle. I sondaggi sono proiettati da differenti sezioni trasversali (da Amorosi *et al.,* 2008).

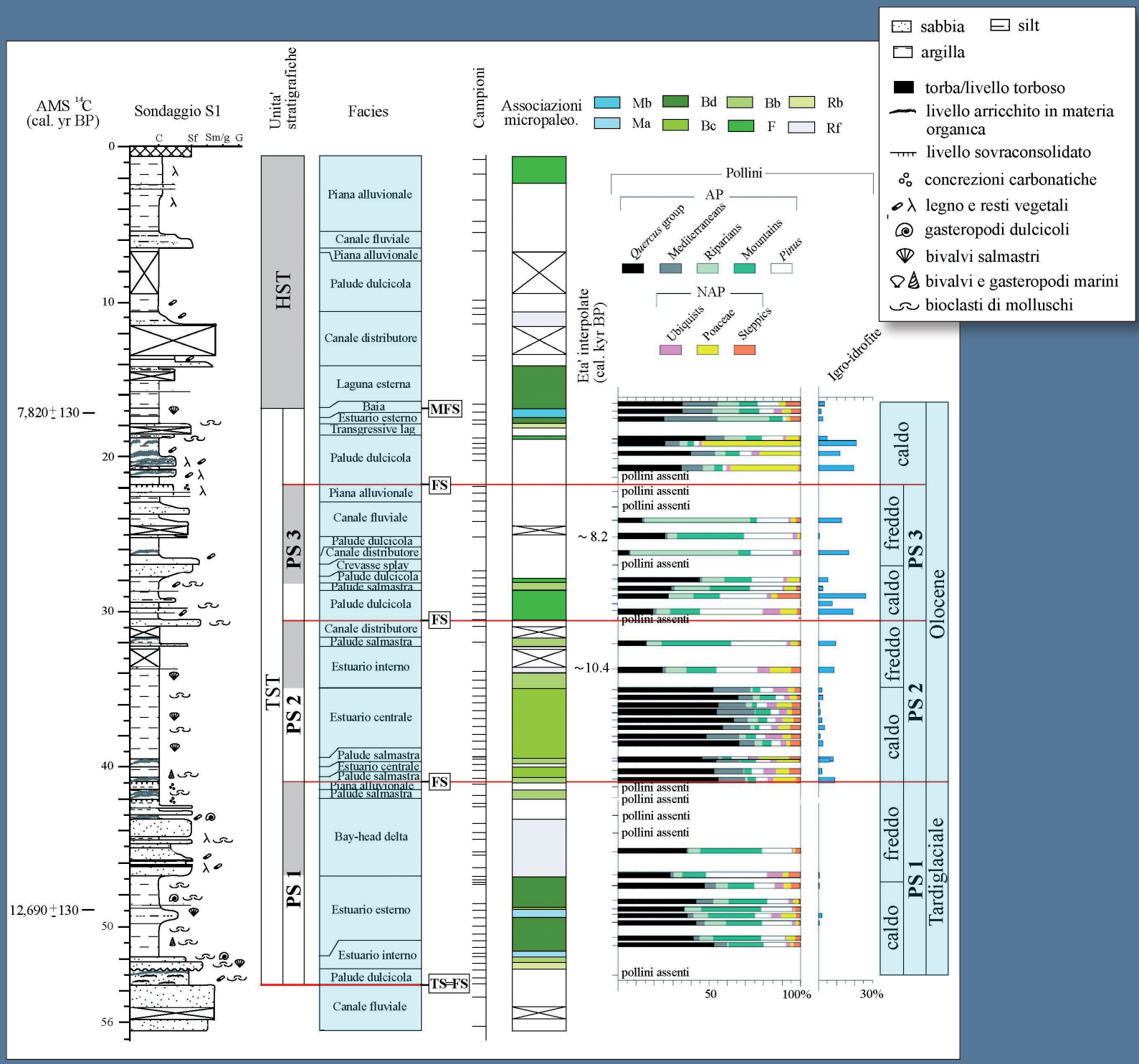


Fig. 13 - Sondaggio S1: sedimentologia, micropaleontologia e stratigrafia pollinica (si veda la Fig. 9 per l'ubicazione del sondaggio). PS1-PS3: parasequenze, la cui porzione regressiva è evidenziata in grigio; TS: superficie trasgressiva; FS: superficie di inondazione; MFS: superficie di massima ingressione (da Amorosi *et al.*, 2009 modificata).

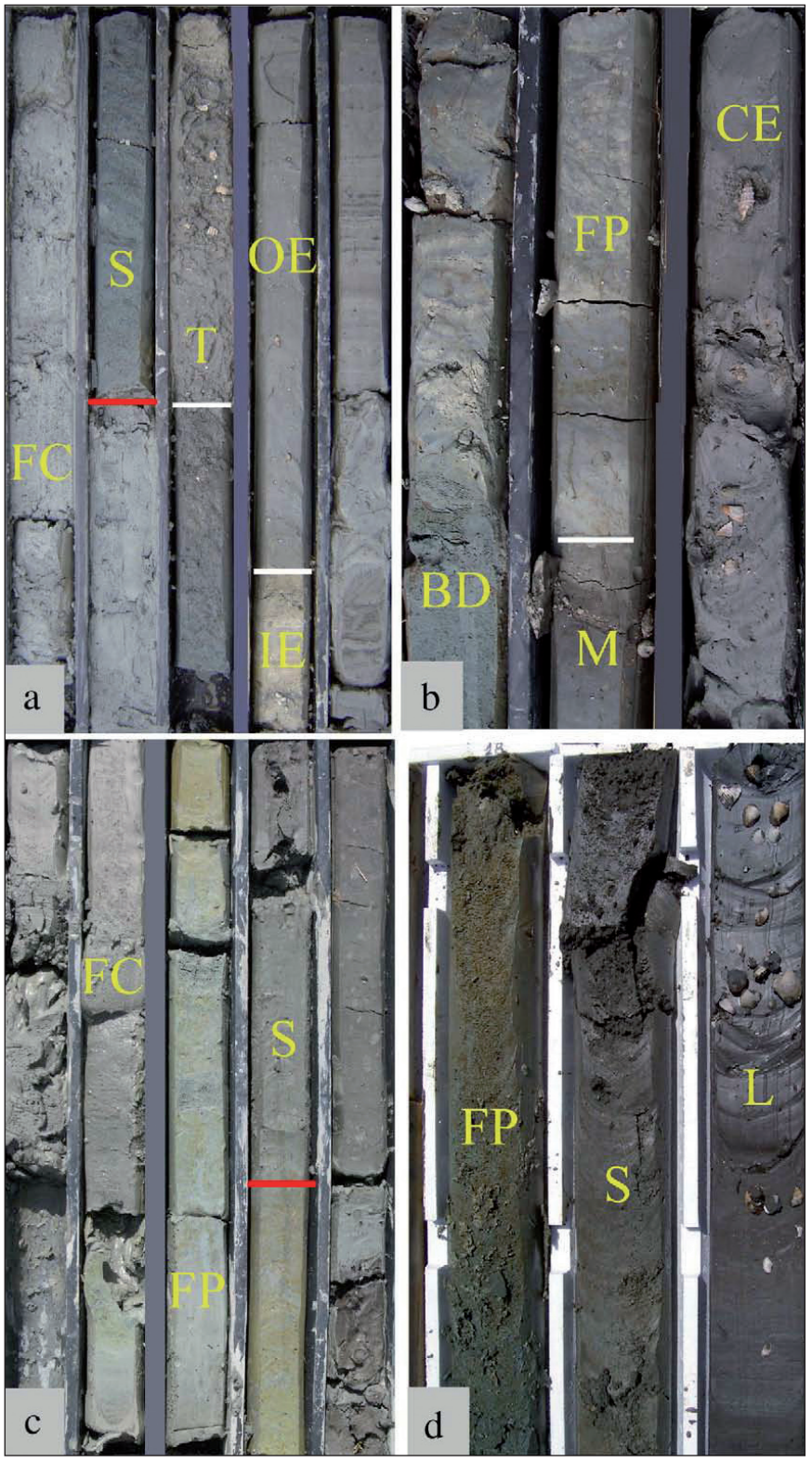


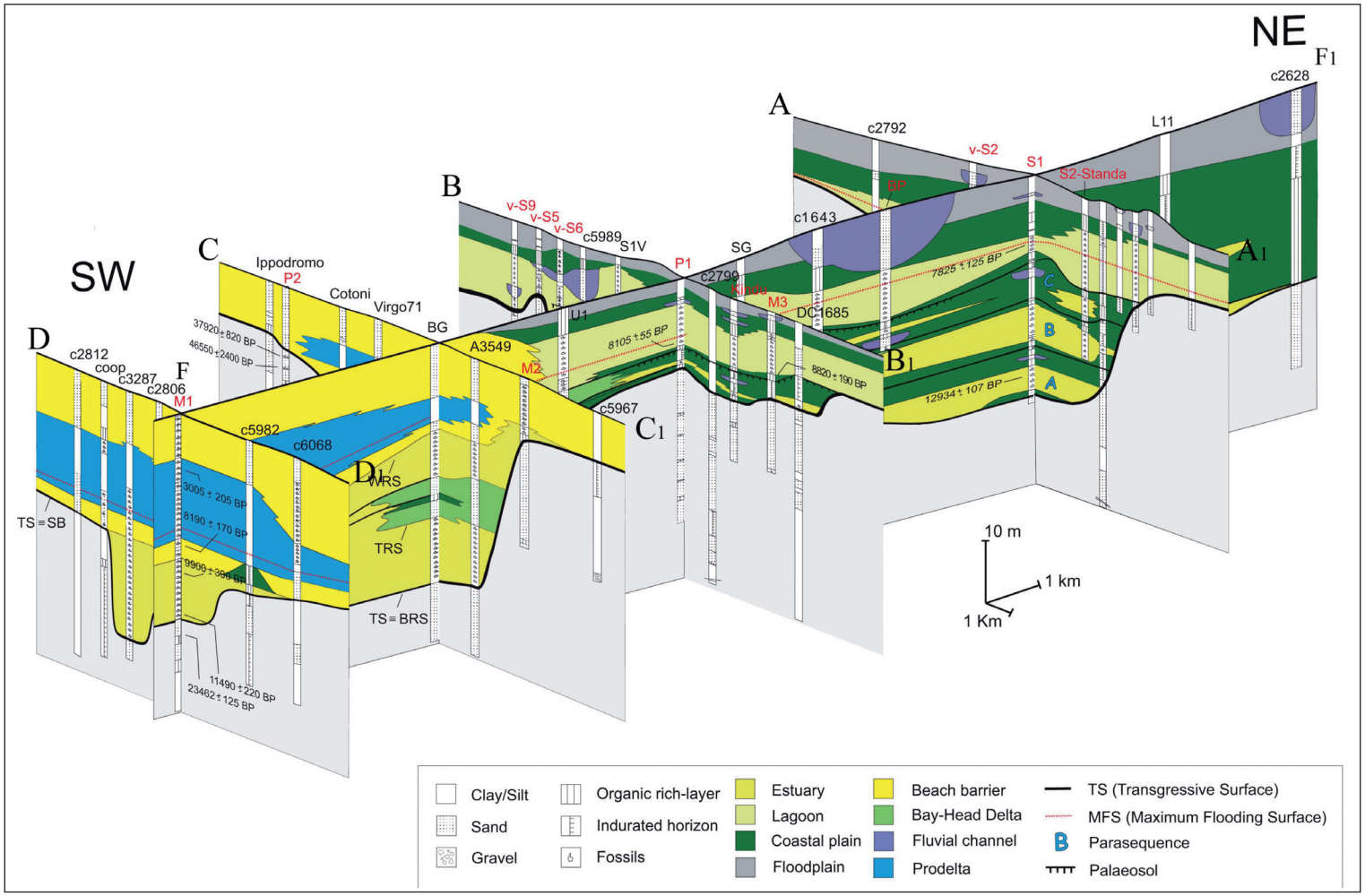
Fig. 14 - Documentazione di alcuni cambiamenti di facies del sondaggio S1 (si veda Fig. 9 per l'ubicazione del sondaggio e la Fig.13 per il log stratigrafico). Le linee rosse indicano le superfici trasgressive (TS) mentre le linee bianche corrispondono a limiti di facies. a) sabbie di canale fluviale pre-incisione valliva del tardo Pleistocene (FC), passanti bruscamente verso l'alto ad una successione trasgressiva costituita dai depositi di palude dulcicola (S swamp), dal lag trasgressivo (T), da depositi di estuario interno (IE) ed esterno (OE) che formano la porzione basale della PS1; b) depositi di delta di bay-head pedogenizzati e di piana inondabile (FP), separati da un piccolo spessore di depositi di palude salmastra (marsh - M) al tetto della PS1, sormontati a loro volta da depositi trasgressivi di estuario centrale (CE) che costituiscono la parte basale della PS2, c) depositi di canale fluviale (FC) e di piana inondabile (FP) appartenenti alla porzione sommitale di PS3 e passanti verso l'alto a depositi palustri (S); la linea rossa rappresenta la più alta superficie di inondazione al di sotto della MFS; d) dettaglio della porzione regressiva di PS3 dal sondaggio P1 perforato 6 km ad Ovest di S1 (si veda Fig.9 per l'ubicazione) che mostra depositi di piana inondabile sovra-consolidati (FP) che passano verso l'alto ad una successione trasgressiva costituita da depositi di palude (S) e di laguna (L) (da Amorosi *et al.*, 2009, modificata).

lizzò in un unico evento trasgressivo ma attraverso tre pulsazioni trasgressivo-regressive, registrate in 35 m di spessore complessivo, (PS1-3 in Fig. 13) costituite da alternanze cicliche di depositi eustarini e di piana costiera (Fig. 14).

Ciascuna delle tre pulsazioni trasgressivo-regressiva dello spessore compreso fra 8 e 12 m è delimitata a base e tetto da superfici di inondazione (*flooding surfaces*-FS) e corrisponde ad una parasequenza *sensu* VAN WAGONER *et al.*, (1990).

La caratterizzazione paleoclimatica fornita dai pollini e le datazioni al radiocarbonio hanno permesso di evidenziare un controllo climatico ad alta frequenza (scala millenaria), sull'evoluzione di queste tre parasequenze, ed una correlazione con i più significativi eventi di raffreddamento climatico verificatisi durante l'attuale interglaciale: lo *Younger Dryas* per la parasequenza PS1 e l'evento degli 8.200 anni o "*Bond's*

Fig. 15 - Ricostruzione dell'architettura tridimensionale del riempimento tardo pleistocenico/olocenico della paleovalle e dei successivi depositi trasgressivi-regressivi. SB: limite di sequenza; TS: superficie trasgressiva; BRS: superficie di bay ravinement; TRS: superficie di ravinement tidale; WRS: superficie di ravinement da moto ondoso; MFS: superficie di massima inondazione (ubicazione delle sezioni in Fig.9, modificata da Amorosi *et al.*, 2008).



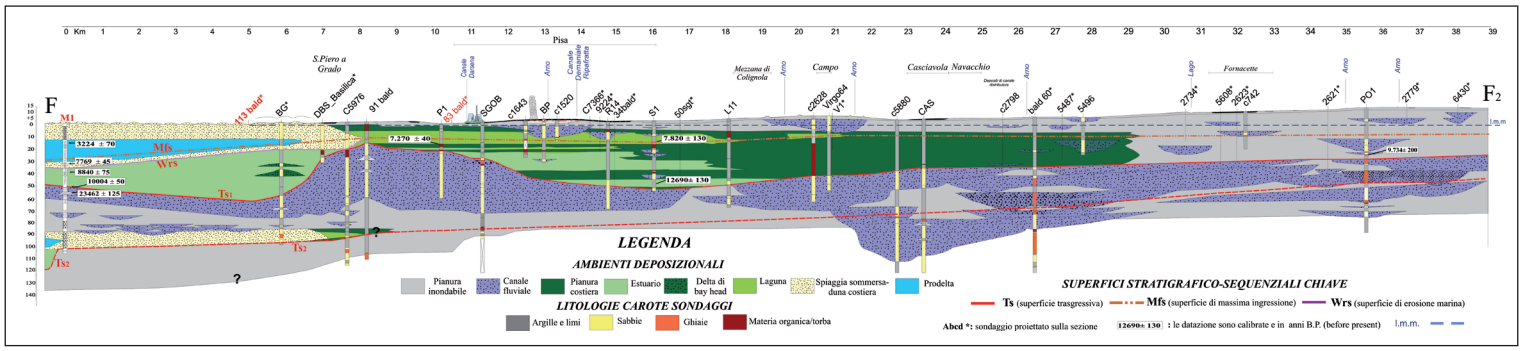
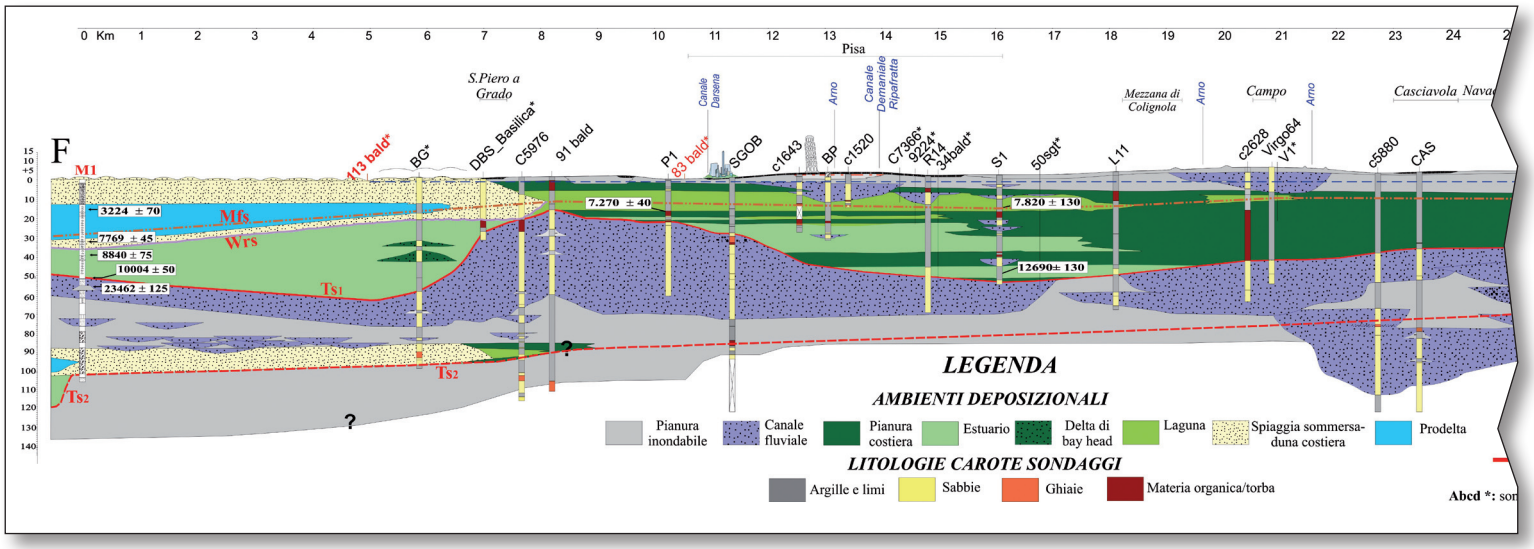
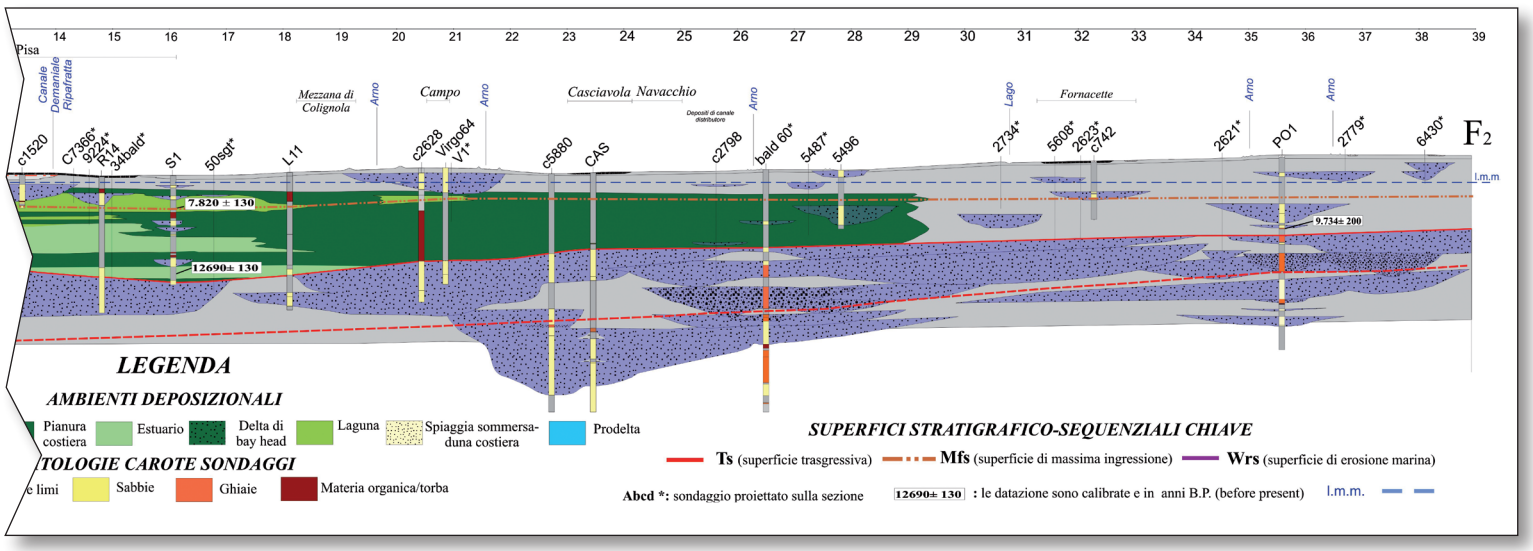


Fig. 16 - Sezione geologica della pianura di Pisa orientata circa Est-Ovest della stratigrafia del sottosuolo dei depositi tardo pleistocenici - olocenici (si veda la Fig. 9 per l'ubicazione (modificata da Carosi *et al.*, 2010).





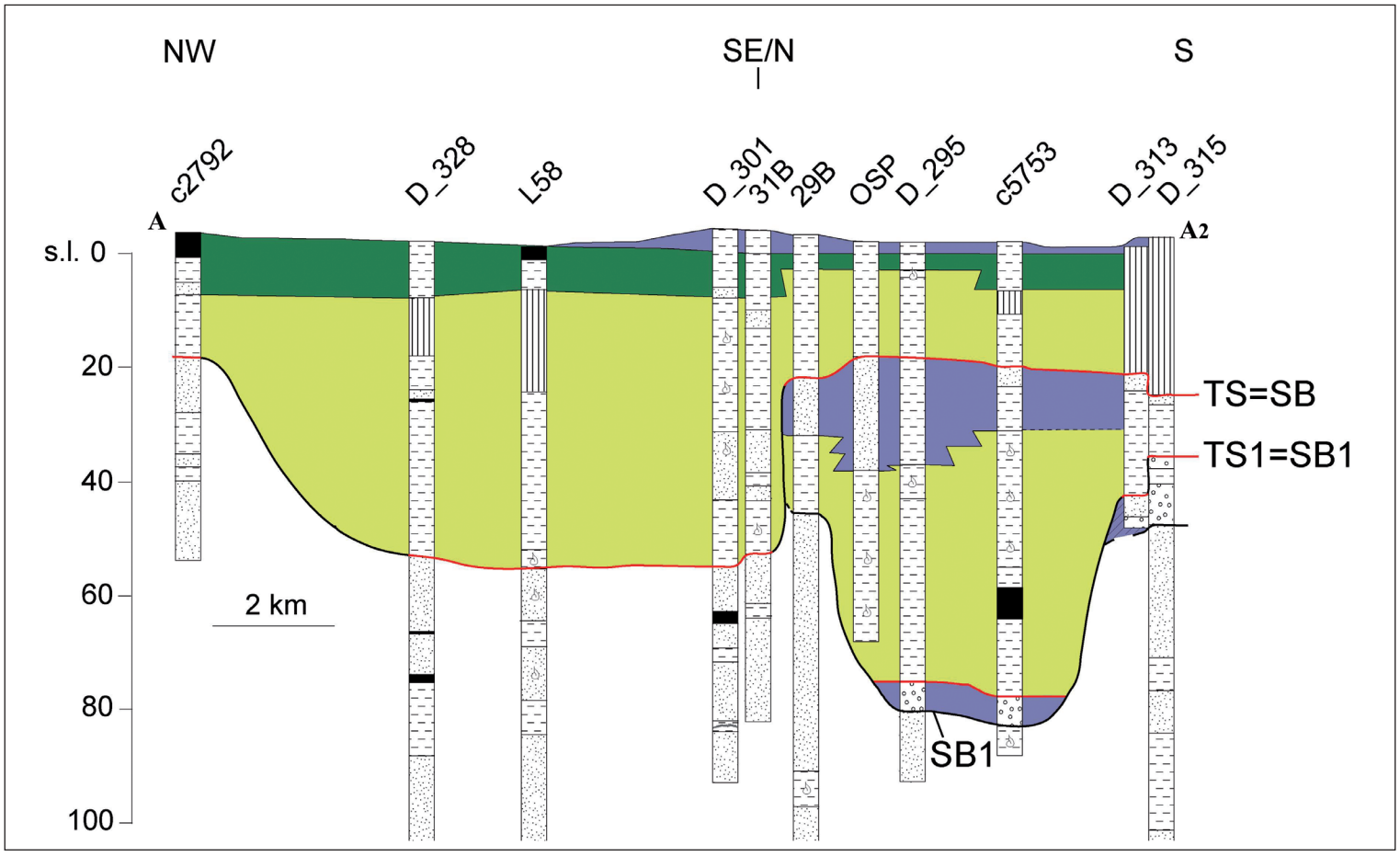


Fig. 17 - Sezione effettuata poco a sud di Pisa in località Ospedaletto (si veda Fig. 9 per l'ubicazione in carta) dove è evidenziata la presenza di una incisione valliva riempita da depositi estuarini precedente a precedente a quella tardo Pleistocenica Olocenica descritta nelle Fig.11,12,15 (da Amorosi *et al.*, 2009).

event 5" (STUIVER *et al.*, 1995; ALLEY *et al.*, 1997; KLITGAARD-KRISTENSEN *et al.*, 1998; ALLEY, 2000; RASMUSSEN *et al.*, 2007; THOMAS *et al.*, 2007) per la parasequenza PS3 (Amorosi *et al.*, 2009). Infatti, gli spettri pollinici (Fig. 13) evidenziano, costantemente, una brusca espansione delle foreste a latifoglie in corrispondenza dei limiti delle parasequenze (superfici di inondazione) indicando una stretta correlazione fra fasi climatiche calde ed episodi di risalita del livello marino.

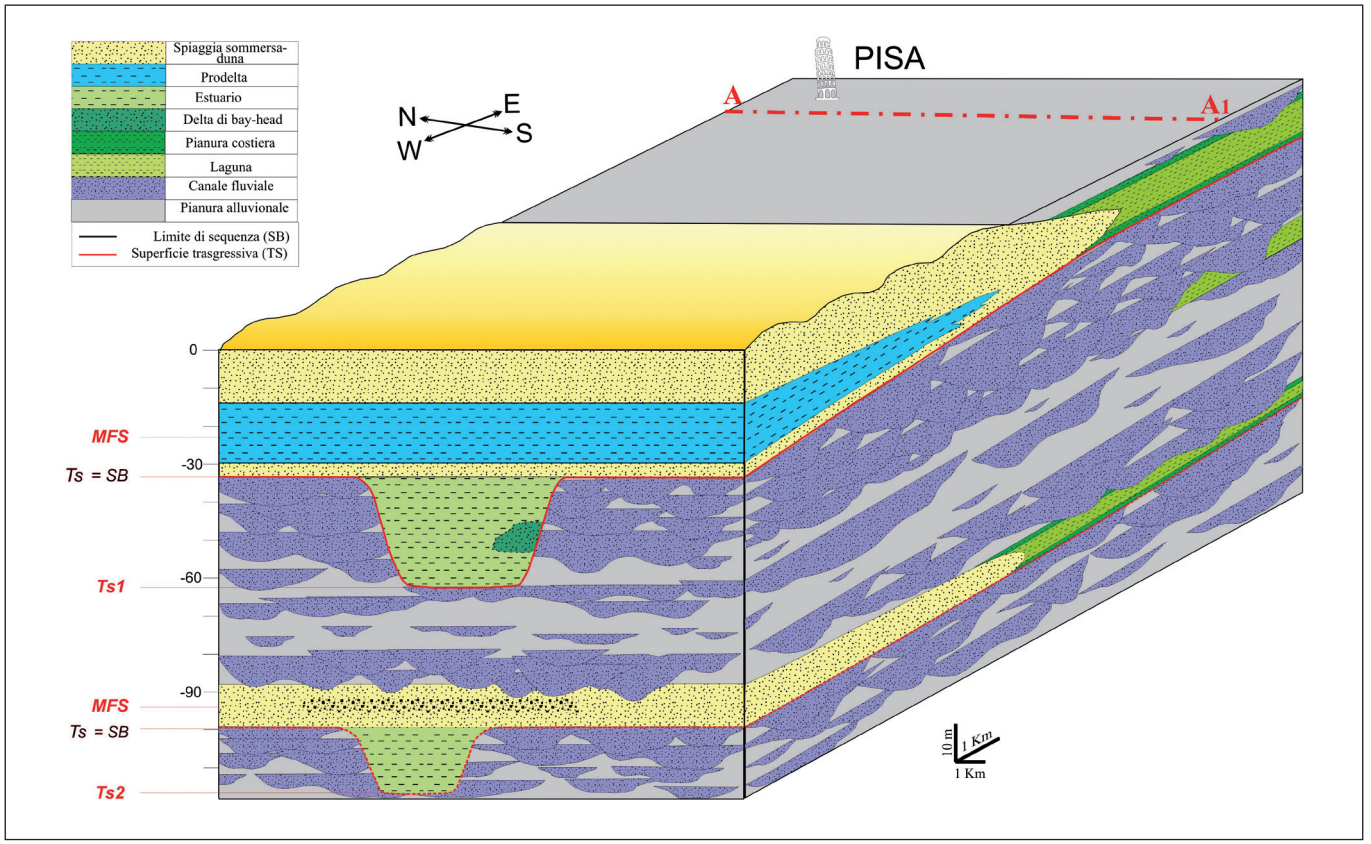
Con la progressiva risalita del livello marino la paleovalle fu completamente inondata fino alla sommersione dei suoi argini. Infatti, allontanandosi dall'asse della paleovalle, la successione olocenica riduce il proprio spessore a meno di 20 m e si sovrappone in *unconformity* a depositi pedogenizzati di argine formatesi durante l'ultima fase glaciale. Datazioni effettuate sul sondaggio P2 (Fig.11b), appena al di sotto della TS, hanno fornito età comprese tra 37.920 ± 820 e 46.550 ± 2.400 anni B.P.. Queste datazioni associate all'età

di circa 8000 anni dei primi depositi trasgressivi al di sopra delle aree di argine evidenziano l'intercorrere di uno *hiatus* deposizionale di almeno 30.000 anni tra la formazione dell'argine in conseguenza dell'incisione valliva ed il processo finale di colmatazione.

La successione post-riempimento (Fig. 15) inizia quindi a depositarsi circa 8.000 anni fa, ampliando l'area deposizionale al di fuori della valle nelle aree di interfluvio e corrisponde alla fase tardiva della trasgressione olocenica. È caratterizzata nelle porzioni più distali (sondaggio M1) dallo sviluppo di un sistema marino costiero retrogradante e da depositi lagunari nelle porzioni più interne (sequenza trasgressiva al di sopra della PS3 in S1) costituite prevalentemente da argille lagunari fortemente compressibili, note nel linguaggio locale come "pancone".

La superficie di massima ingressione MFS, datata a 7.820 ± 130 anni calibrati B.P., nel sondaggio S1 (Fig. 13) identificata all'interno di uno spessore omogeneo di argille sulla base di evidenze micropaleontologiche (si veda sondaggi M1 e S1) e corrispondente alla presenza dell'associazione fossilifera con la più alta affinità marina, segna la conclusione del *trend* trasgressivo e l'inizio della fase di stazionamento alto associato a progradazione deltizia con la formazione della pianura così come la conosciamo oggi. In particolare in corrispondenza di M1 la porzione regressiva è caratterizzata da depositi di prodelta e di fronte deltizio, mentre nelle porzioni più interne da depositi lagunari (noti come "pancone"), palustri ed alluviona-

Fig. 18 - Modello concettuale dell'architettura stratigrafico deposizionale della pianura di Pisa.



li collegati alle attività del sistema fluviale dell'Arno e del Serchio.
Per i depositi al di sotto dell'incisione valliva a causa dell'assenza di dati di qualità omogeneamente distribuiti il quadro diviene meno dettagliato anche se è possibile individuare i principali ambienti deposizionali ed i loro reciproci rapporti (Fig. 16, e Fig. 9 per la traccia della sezione).
Una TS più antica di quella olocenica è stata intercettata ad una profondità di 101, solo nel sondaggio M1 (Fig. 10), l'unico, a carotaggio continuo spinto, al momento, fino a queste profondità. Per questo intervallo, compreso tra 90 e101 m e costituito da depositi marino-litorali, non esistono datazioni di età dirette, anche se la stratigrafia pollinica (Fig. 10) potrebbe essere compatibile con una loro attribuzione allo stadio isotopico OIS5e (128.000-116.000 anni fa circa) oppure, molto più probabilmente, ad uno stadio caldo precedente (OIS7). L'acquisizione di ulteriori dati potrà dirimere la questione cronologica. Questi depositi sono organizzati in una sequenza trasgressivo-regressiva che poggia in *unconformity* su sedimenti fluviali e costituita alla base da depositi palustri e lagunari che passano verso l'alto a depositi marini costieri e di fronte deltizio. Tra la sequenza marina olocenica e questa più antica (M1, Fig. 10) si sviluppa una successione continentale dominata da depositi di canale fluviale prevalentemente sabbiosi e subordinatamente ghiaiosi e da argille e limi argillosi di pianura alluvionale. I dati pollinici evidenziano come la sedimentazione di questi avvenga in concomitanza con fasi fredde al contrario dei depositi marini associati sempre a fasi calde (Fig. 10). Questa sequenza è interrotta da un intervallo di circa 10 m (tra 72 e 63 m), di depositi limoso-argillosi, ricchi in materiale organico, deposti in ambiente palustre/lacustre, caratterizzato da sequenze polliniche interstadiali (Fig. 10) che ne hanno suggerito una loro possibile attribuzione all'OIS3 (fase di debole risalita del livello marino all'interno del *trend* di caduta eustatica).
La recente perforazione da parte del Comune di Pisa di due sondaggi a carotaggio continuo in località Ospedaletto (Fig. 9) ha evidenziato un'architettura deposizionale dei depositi pre-Olocenici molto più articolata. La presenza di depositi estuarini del Pleistocene superiore individuati ad una profondità variabile dai 30 agli 80 m (Fig. 17 e Fig. 9 per la traccia della sezione) implica che i depositi della pianura costiera pisana sono costituiti da cicli multipli di incisioni e riempimenti vallivi innescati dalle numerose fluttuazioni quaternarie del livello marino (Fig. 5).
I depositi di riempimento di questa incisione prodottasi verosimilmente durante la fase fredda del OIS6, sono tentativamente attribuiti al Tirreniano stage OIS5e. Analogamente, anche in posizione più distale, rispetto ad Ospedaletto, i depositi marini intercettati dal sondaggio M1 tra quota 90 e 100 m si posizionano presumibilmente sull'argine di una paleovalle sulla base *i)* dello spessore limitato *ii)* del passaggio brusco dai sottostanti depositi fluviali, analogamente a quanto osservato per i depositi post riempimento vallivo olocenici (si veda sondaggio P2 in fig. 11b) e *iii)* per il passaggio laterale gli stessi depositi fluviali al di sotto dei 100 m a depositi argillosi con fossili (si veda il sondaggio appena ad ovest di M1 in Fig. 16). Questa paleo-valle (Fig. 16) si sviluppa ad una profondità variabile tra 120-130 e 100 m ma non essendo geometricamente correlabile con quella osservata presso Ospedaletto risulta essere più antica (OIS8?).
I dati attualmente disponibili indicano dunque che i primi 100-140 m del sottosuolo della pianura di Pisa sono caratterizzati da un architettura deposizionale molto articolata e resa complessa dalla presenza di almeno tre fasi successive di incisioni vallive riempite

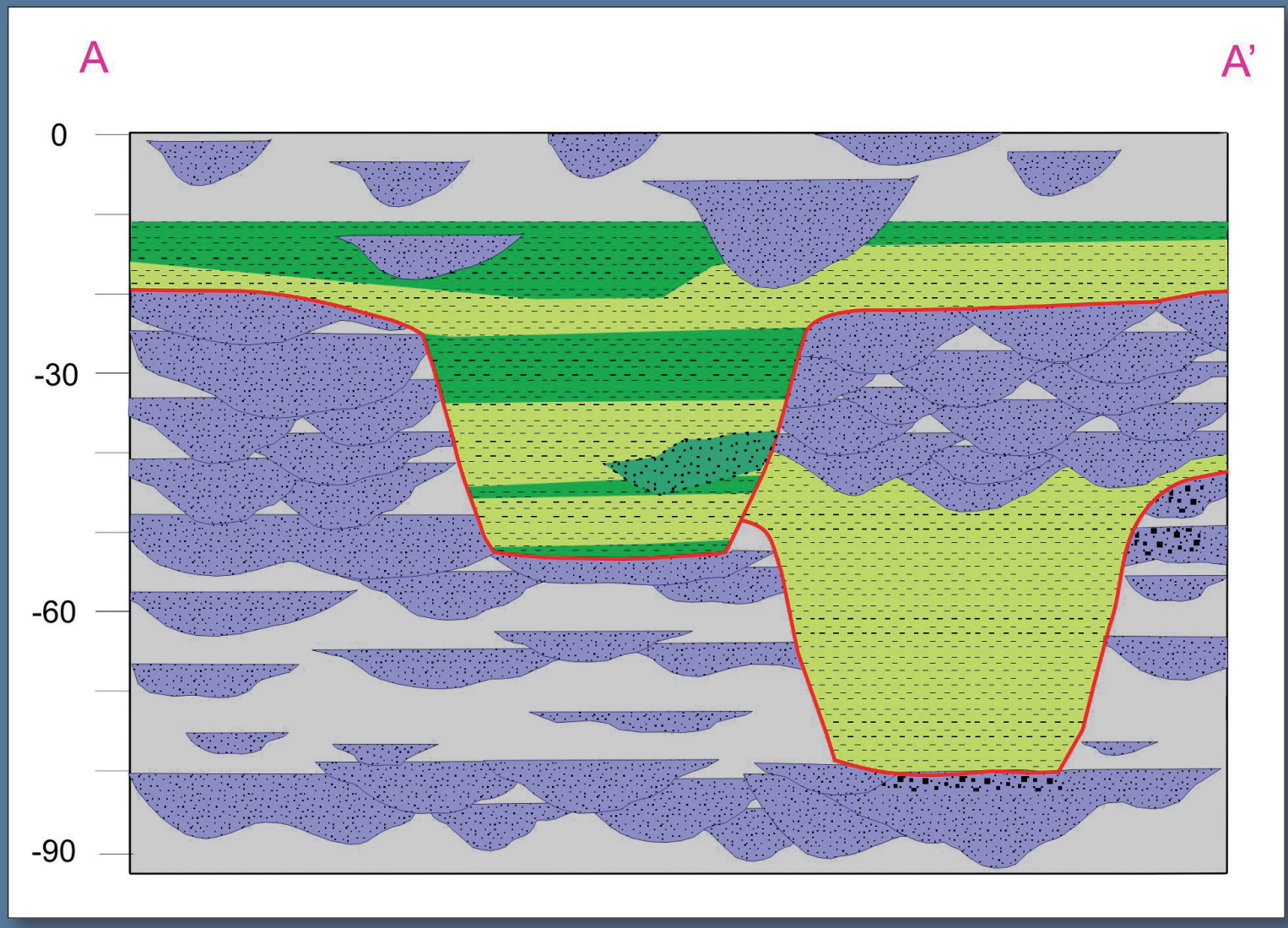


Fig. 19 - Modello concettuale in una sezione (la traccia in Fig. 19) passante circa per Pisa

da depositi fini evidenziata nel modello concettuale di Fig. 18 e 19. Il grado di dettaglio nella ricostruzione dell'architettura deposizionale si riduce in funzione della profondità di sottosuolo a causa della diminuzione di dati di qualità disponibili.
La perforazione di nuovi sondaggi a carotaggio continuo potrà permettere di precisare età ed architettura di questi depositi la cui definizione in 3d ha delle ripercussioni notevoli sui modelli geometrici degli acquiferi come verrà illustrato e discusso nel capitolo sucessivo. È superfluo sottolineare come la risoluzione di temi che possono apparire disquisizioni squisitamente scientifiche (ad esempio la definizione dettagliata in 3d della geometria della paleovalli) abbiano invece una forte ripercussione pratica per fornire alcuni degli strumenti necessari ad una avanzata gestione del territorio. È impensabile elaborare modelli di circolazione dei fluidi realistici laddove essi siano basati su modelli di evoluzione stratigrafico-deposizionale non coerenti, o non testati, oppure basati su semplici correlazioni litologiche. Ugualmente, la definizione dell'estensione areale di depositi problematici per lo sviluppo e/o la conservazione edilizia (come ad esempio il "pancone" a Pisa) e la loro dettagliata cartografia di sottosuolo non può prescindere da una loro logica contestualizzazione in un quadro di evoluzione deposizionale coerente nello spazio e nel tempo. Molti altri esempi potrebbero essere fatti riguardo la subsidenza e l'archeologia, anche se preme sottolineare la necessità di un approccio interdisciplinare ancora più ampio (geofisica, idrogeologia, geochimica, ingegneria etc.) da integrare per un quadro conoscitivo solido.
È necessario quindi uno sforzo comune e la capacità di porre in essere una progettualità a medio e lungo termine sostenuta da risorse adeguate. Con alcuni enti locali (Comune e Provincia di Pisa, Acque S.p.A., Autorità di bacino del fiume Arno) è già stata avviata, seppur in modo intermittente, una collaborazione in tal senso, recepita anche attraverso il finanziamento di alcuni progetti pilota. Peraltro, l'ottimizzazione ed il coordinamento degli sforzi può passare anche attraverso la condivisione di obiettivi comuni, come nel caso di un accordo con il Comune di Pisa, auspicabilmente da estendere ad altri enti, che riguardino la modalità di acquisizione e dunque la qualità dei dati acquisiti. Infatti, laddove nell'ambito delle proprie attività tali enti dovessero eseguire sondaggi (ad esempio per costruzione di edifici, strade etc.), possono essere pensati, mantenendo invariati gli oneri di spesa, dei capitolati di appalto con specifiche atte a garantire l'acquisizione di dati di qualità (ad esempio per i sondaggi, stabilire che il recupero di carote non debba essere inferiore al 90%) che possano permettere di avviare un processo di implementazione continua della banca dati geognostica e di raffinare sempre di più il grado di conoscenza del sottosuolo.

GEOMETRIA DEGLI ACQUIFERI E MODELLO CONCETTUALE

La ricostruzione dell'architettura deposizionale del sottosuolo attraverso un approccio stratigrafico sequenziale e non per mezzo di semplici correlazioni litologiche costituisce la base indispensabile per la definizione della geometria dei corpi acquiferi in una determinata area.
Nella pianura di Pisa la ricostruzione stratigrafico-deposizionale (Fig.16, 18, 19) evidenzia, nei primi 100-140 m del sottosuolo la presenza di un acquifero multistrato (Fig.20) costituito da sabbie e ghiaie, in accordo con la definizione di altri autori (BALDACCI, 1995, BALDACCI *et al.*, 1999 GRASSI & CORTECCI, 2005), di età compresa tra il tardo Pleistocene e l'Olocene.

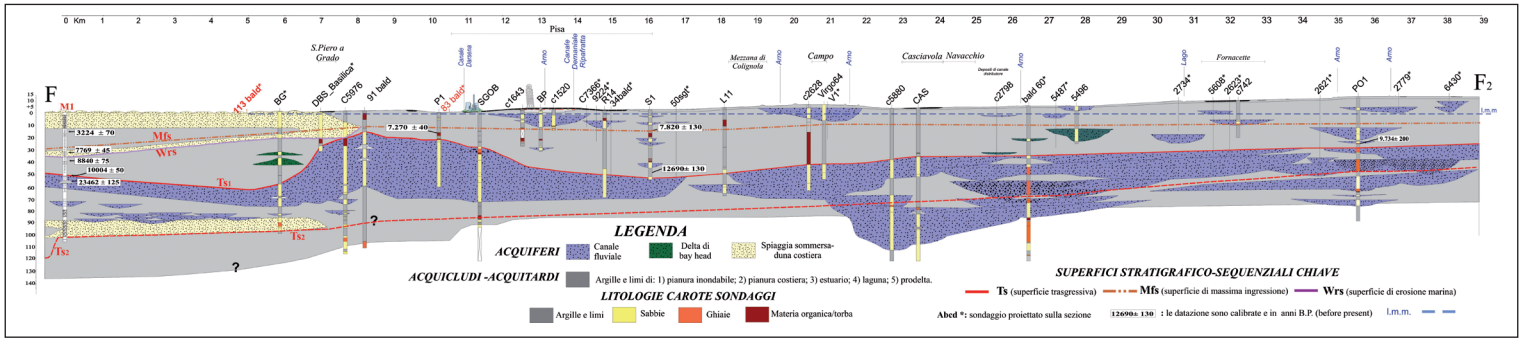
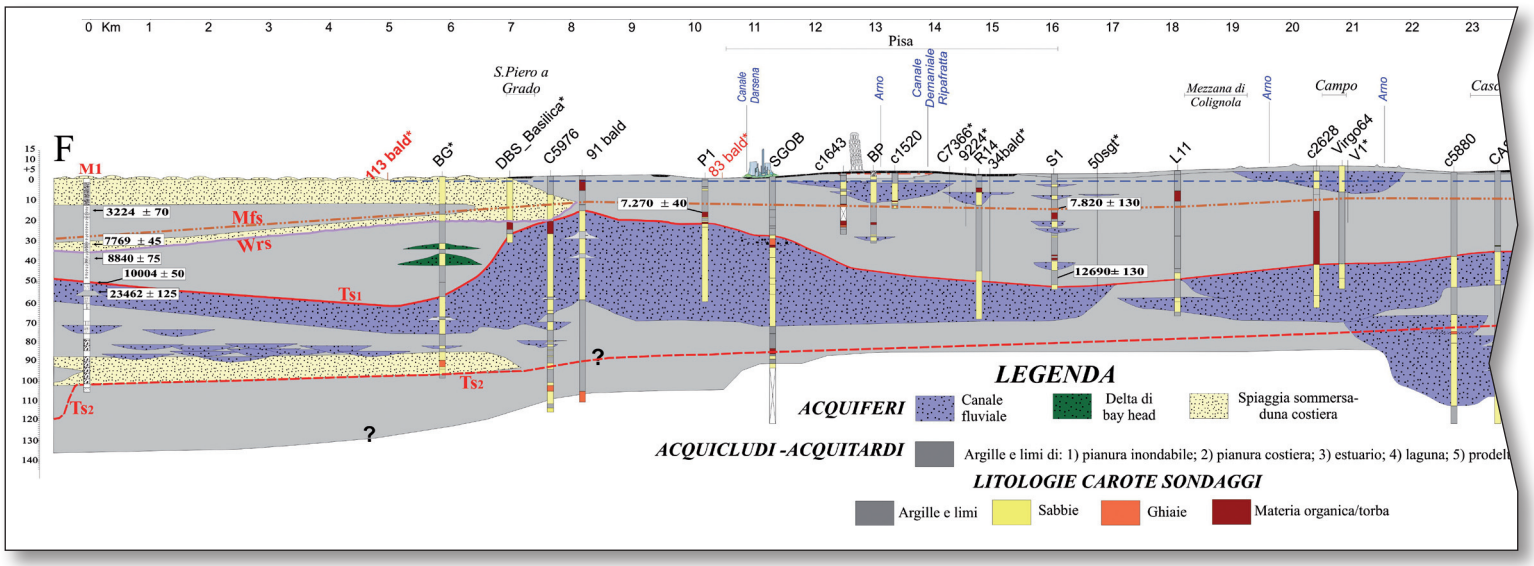
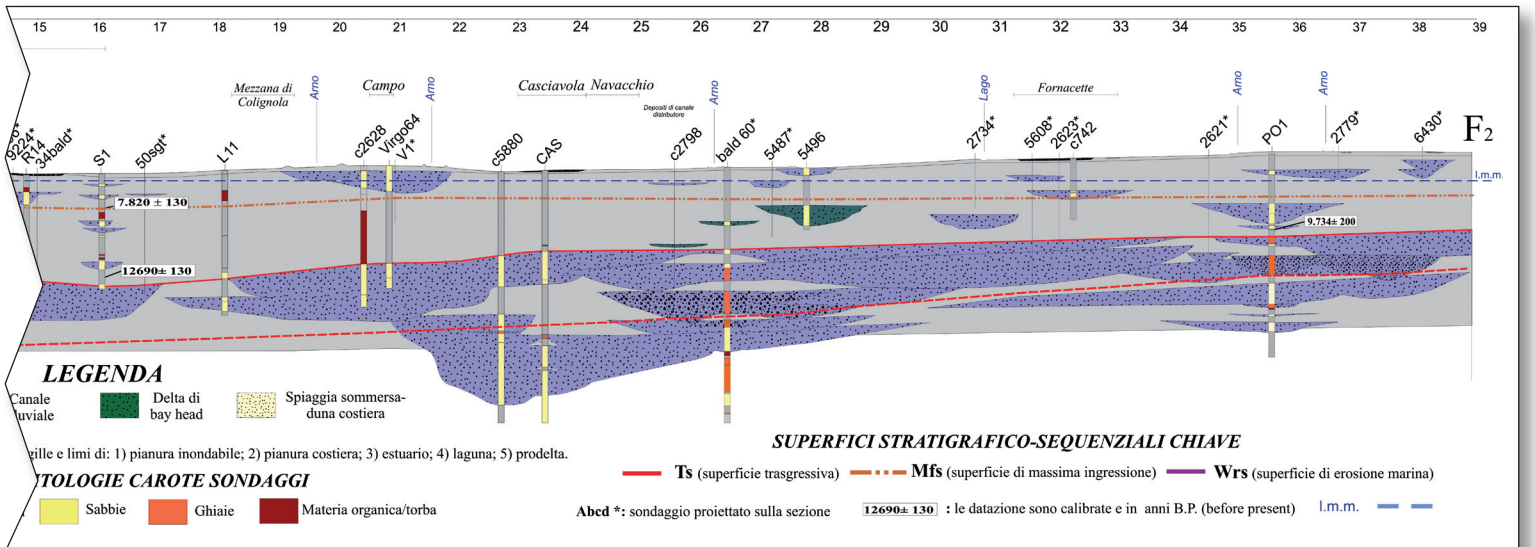


Fig. 20 - Geometria degli acquiferi ed acquicludi/aquitardi della pianura di Pisa sulla base della sezione geologica di Fig. 16





Alcune precisazioni sono necessarie riguardo al tema della presenza nei primi 150 m del sottosuolo della pianura di Pisa di ghiae associate in *toto* ai *Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina.* Questa unità, riconosciuta nel sottosuolo da SEGRE (1955) esclusivamente sulla base di una correlazione litologica (FANCELLI *et al.*, 1986, DELLA ROCCA *et al.*, 1987), è considerata un livello guida per la ricostruzione stratigrafica di tutta la pianura pisana oltre ad un importante acquifero (Trevisan & Tongiorgi, 1953; Mazzanti, 1994; Baldacci *et al.*, 1995; Federici & Mazzanti, 1995; Baldacci, 1999; Mazzanti, 2000).

Secondo gli autori citati i *Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina*, sono ubicati (Fig. 21) a profondità molto diverse tra loro comprese tra -15 m presso Pontedera fino ad oltre -145 m nella zona di Pisa (FANCELLI *et al.*, 1986). Anche la loro attribuzione cronologica ha subito nel tempo varie modifiche: sono stati inizialmente attribuiti (DELLA ROCCA *et al.*, 1987, FEDERICI & MAZZANTI 1988) al Würm II (OIS3 di

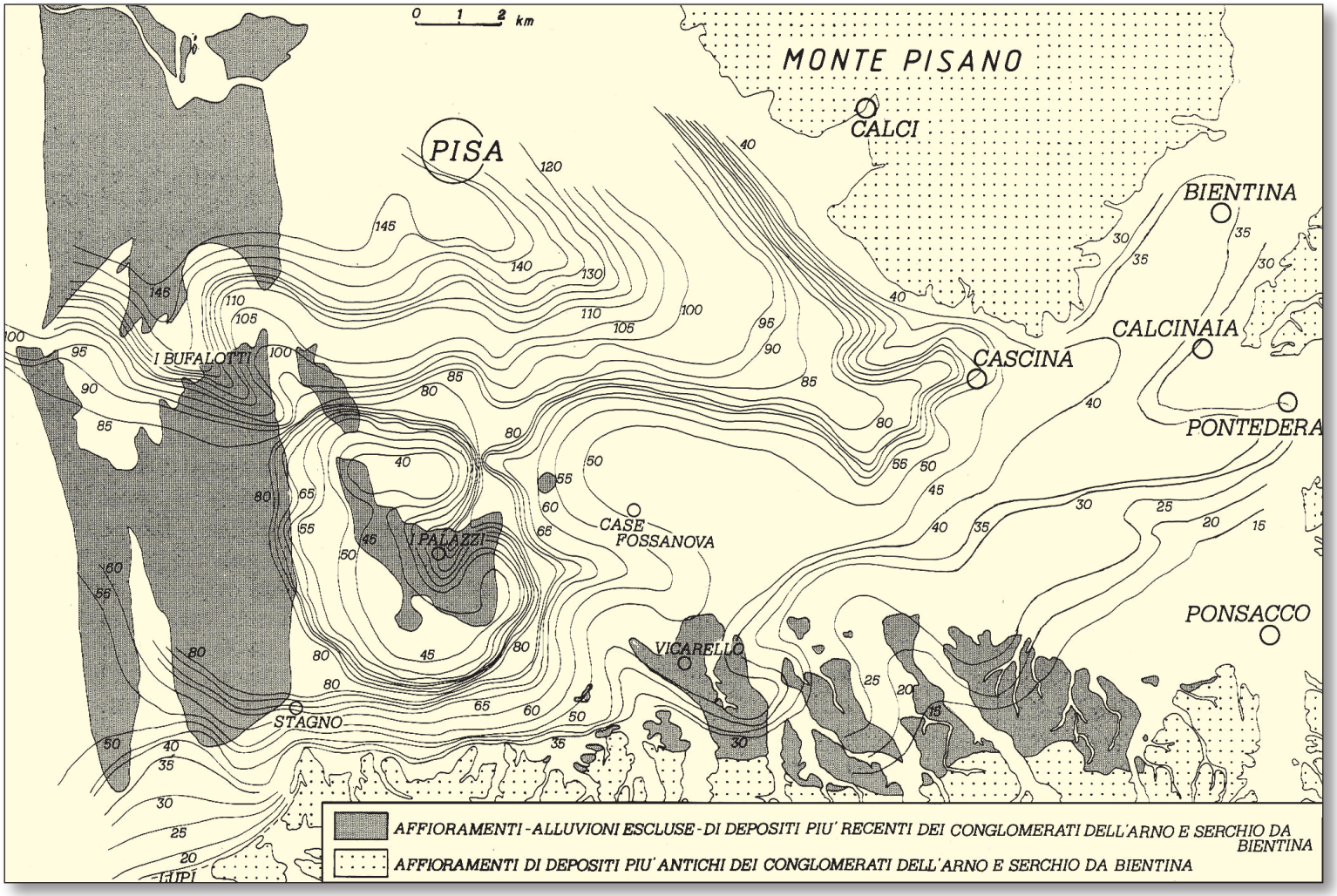


Fig. 21 - Carta delle isobate della base dei "Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina" (da Fancelli *et al.*, 1986).

SHACKLETON & OPDYKE 1973) e successivamente (FEDERICI & MAZZANTI 1995 e MAZZANTI 2000) al Würm I (OIS4 di SHACKLETON & OPDYKE, 1973)

Dati di recente acquisizione (AGUZZI *et al.*, 2005, Amorosi *et al.,* 2008, Sarti *et al.,* 2010) descritti nella ricostruzione stratigrafico deposizionale proposta nel capitolo riguardante la stratigrafia pongono in forte discussione l'interpretazione di questi depositi come livello litologico guida essendo evidente come la carta delle isobate, se confrontata con la sezione di Fig.16, correli livelli di ghiaia di età diversa e con diversa posizione stratigrafica. Infatti a semplice titolo di esempio, i conglomerati presenti nella zona di Casciavola-Navacchio a circa 50 m di profondità (Fig. 16), dove mostrano rapporti di latero-verticalità con sabbie, si dovrebbero approfondire fino ad oltre 145 m nella zona di Pisa, evidenziando come siano erroneamente correlati livelli con differenti posizioni stratigrafiche.

Fatta questa precisazione, in linea generale gli acquiferi in depositi marini (Fig. 20) mostrano una geometria cuneiforme ed una maggior continuità laterale rispetto a quelli presenti nei depositi fluviali che sono invece caratterizzati da una forte lenticolarità. Nella pianura di Pisa la geometria cuneiforme che si assottiglia verso est dei depositi marino-costieri sabbiosi, riflette, nella porzione di età olocenica, la migrazione nella stessa direzione del sistema barriera-laguna presente durante la fase trasgressiva post-riempimento vallivo e la seguente fase di progradazione del complesso deltizio-litorale.

Questi due corpi sedimentari sono progressivamente separati da un acquicludo/acquitardo costituito da depositi argilloso-limosi di ambiente marino poco profondo che aumenta di spessore verso ovest. I due acquiferi in sabbie quindi (rispettivamente sabbie trasgressive e deltizie-litorali progradanti), entrano in connessione tra loro verso terra formando un acquifero freatico unico, rimanendo invece separati verso mare. Gli acquiferi sviluppati nei depositi fluviali sono invece caratterizzati da una estesa variabilità latero-verticale implicita in sistemi caratterizzati da migrazione di canali. Inoltre l'elevato rapporto silt/argilla che caratterizza i depositi fini di tracimazione che separano i vari sistemi di canali suggerisce che i depositi di pianura inondabile non costituiscono in modo estensivo, analogamente ai deposti fini di ambiente marino poco profondo e ai depositi estuarini di riempimento vallivo, degli acquicludi in senso stretto e che dunque localmente i singoli acquiferi possono avere un certo grado di interconnessione. È per questo che si è preferito utilizzare la doppia dizione acquicludi/acquitardi. L'interconnessione tra i acquiferi posti a livelli stratigrafici sovrapposti è anche ovviamente dovuta alle numerose superfici di erosione tipiche di sistemi fluviali.

L'elemento di maggior importanza per egli acquiferi di origine fluviale della pianura di Pisa è la presenza di incisioni vallive riempite da depositi estuarini fini spessi fino a 35 m che costituiscono un importante acquicludo/acquitardo che interrompe la continuità dei principali corpi acquiferi. L'ampiezza laterale di queste paleovalli è relativamente ben documentata per quella di più recente formazione connessa all'ultima fase glaciale e varia da 4 a 7 km.

L'integrazione di tutti questi dati ha reso possibile l'elaborazione di un modello concettuale della architettura deposizionale dei primi 120-140m del sottosuolo della pianura di Pisa (Fig.18, 19) e, di conseguenza, un modello concettuale della geometria degli acquiferi (Fig. 22, 23) organizzato in più livelli (A-G) a costituire un multistrato.

È immediatamente evidente la diversa geometria attesa per acquiferi che si sviluppano in depositi marini, continua lateralmente e con una classica forma cunei-

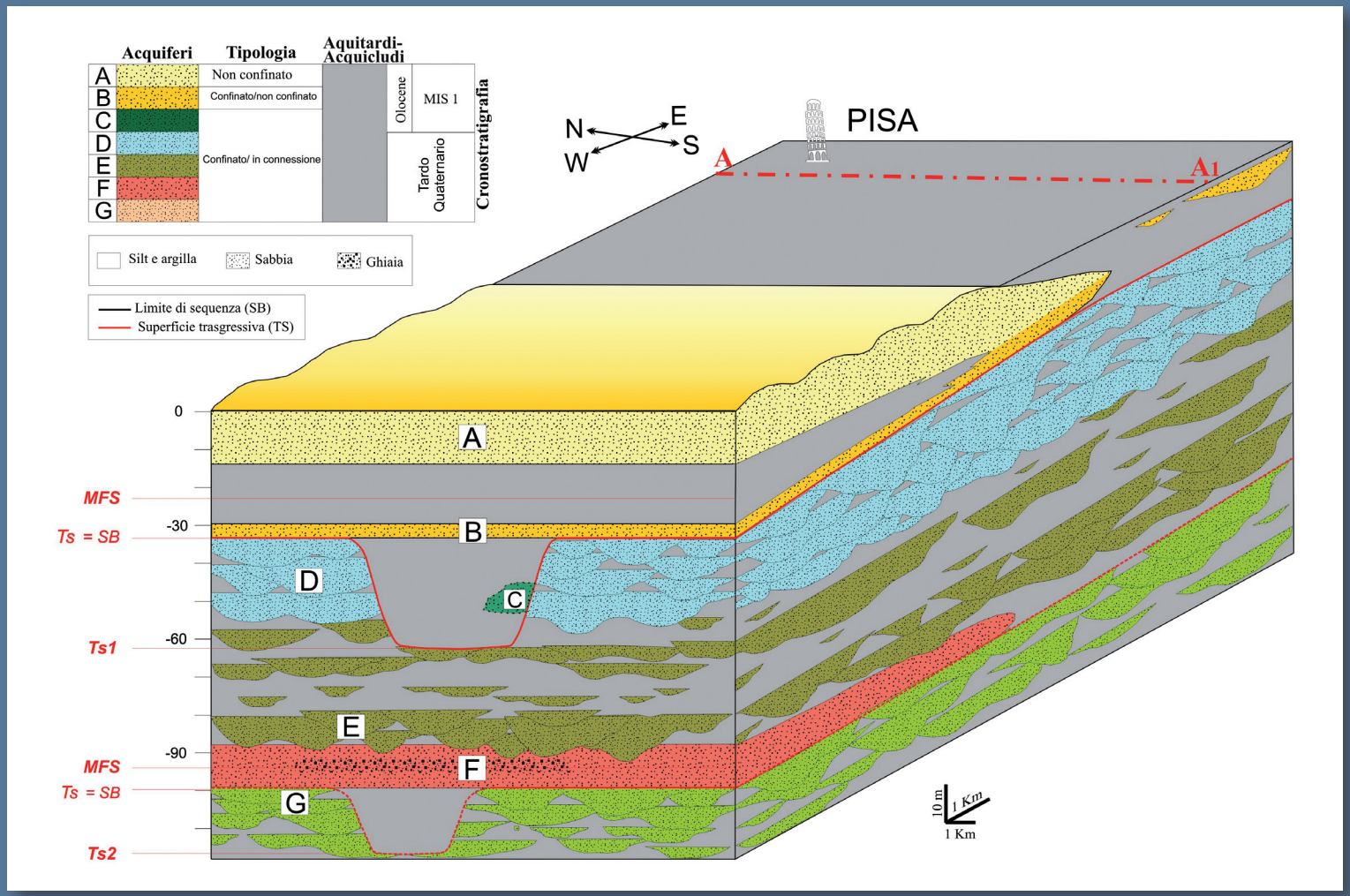


Fig. 22 - Modello concettuale della geometria dei principali corpi acquiferi della pianura di Pisa dedotto dal modello concettuale dell'architettura stratigrafico-deposizionale di Fig. 18 della pianura di Pisa.

forme, rispetto a quelli che si sviluppano in depositi fluviali fortemente lenticolari e discontinui. In particolare l'acquifero freatico A ed il B che si trovano, nella zona costiera, a quote comprese rispettivamente tra 0 e 15 m e tra 32 e 20 m ed interni ai depositi del cuneo trasgressivo-regressivo tardo-olocenico entrano in connessione verso terra formando un acquifero freatico unico.

Acquiferi freatici o acquiferi lenticolari, spesso isolati all'interno di acquicludi/acquitardi costituiti da depositi fluviali di esondazione, legati alla dinamica del fiume Arno, di limitata estensione e spessore si ritrovano invece nelle porzioni più interne a partire dalla città di Pisa verso est (si veda anche Fig. 20) a quote comprese tra 0 e 35-40 m.

Nelle aree dove i depositi marini dell'acquifero B si sovrappongono in discordanza (*unconformity*) sui depositi di argine fluviale formatesi durante l'ultima fase glaciale, l'acquifero B è in contatto con l'acquifero D sviluppato in depositi di canale fluviale fortemente amalgamati, che si trova a quote comprese tra circa 30 e 50 nella porzione costiera. Di conseguenza, nella zona dove il cuneo trasgressivo si chiude, più o meno all'altezza di S. Piero a Grado, può localmente svilupparsi un unico sistema freatico (acquiferi A+B+D).

Gli acquiferi B e D non entrano viceversa in connessione laddove B si sovrappone in continuità stratigrafica sui depositi estuarini fini (acquicludo/acquitardo) di riempimento vallivo del tardo Pleistocene-Olocene che interrompono la continuità latero-verticale dell'acquifero D.

All'interno dei depositi fini di estuario sono talvolta presenti corpi sabbiosi di *bay-head delta*, di spessore limitato a pochi metri e di ridotta estensione laterale che formano dei piccoli acquiferi lentiformi sospesi (Acquifero C) di limitata importanza. Non può essere escluso che talvolta, alcuni di essi possono entrare in connessione con l'acquifero D.

L'acquifero E, anch'esso sviluppato in depositi fluviali, è intercettabile nella zona costiera tra 60 e 80 m circa ed è caratterizzato da un'organizzazione deposizionale interna che cambia dalla parte più profonda verso quella più superficiale mostrando una progressiva diminuzione del grado di amalgamazione dei canali interrotti, nella loro continuità latero-verticale, da un'altra incisione valliva (Fig. 23). La parte basale l'acquifero E si sovrappone con contatto erosivo sui depositi marini che costituiscono l'acquifero F.

L'acquifero E e F sono dunque in connessione.

L'acquifero F intercettato nella porzione costiera tra 90 e 100 m circa (si veda nel capitolo relativo alla stratigrafia il log del sondaggio M1 in fig. 10) ha una geometria analoga a quella descritta per gli acquiferi A e B in prossimità della chiusura del cuneo trasgressivo-regressivo e presenta dunque una possibile doppia giacitura. Entra in connessione con l'acquifero G, costituito da depositi di canale fluviale amalgamati, nel caso si appoggi in *unconformity* sui depositi di argine formatesi durante la fase di incisione che ha prodotto la paleovalle che si incontra a circa 100-130 m di profondità. Viceversa F e G sono separati nel caso che F si sovrapponga ai depositi fini di estuario di riempimento della paleovalle che interrompono la continuità laterale dell'acquifero G.

La descrizione del modello evidenzia dunque l'elevato grado di complessità geometrica degli acquiferi presenti nei primi 120-140 m del sottosuolo della pianura di Pisa e riflette la complessità in termini di variazioni spzio-tempo delle varie facies e delle litologie ad esse collegate.

In particolare la presenza di valli incise riempite da depositi fini costituisce per gli acquiferi un elemento di discontinuità laterale di ordine maggiore ed una complicazione che l'elaborazione di modelli di circo-

lazione dei fluidi realistici deve considerare.
Il probabile controllo allociclico sulla architettura deposizionale (sommatoria tra subsidenza e oscillazioni climatiche) del sottosuolo della pianura di Pisa suggerisce la possibilità della formazione di incisione vallive anche in altre pianure costiere e di conseguenza presenza di sistemi acquiferi con analogo grado di complicazione geometrica probabilmente fino ad ora fortemente sottovalutati. Il valore predittivo del modello descritto, potrà essere verificato con la progressiva implementazione di dati ed in particolare con la perforazione di nuovi sondaggi a carotaggio continuo e, considerata l'elevata importanza di definire arealmente in 3d l'andamento delle paleovalli, anche attraverso analisi geofisiche. In questo modo il modello potrà essere validato, modificato o perfezionato aumentandone così il valore di strumento di base per la formulazione di modelli di circolazione dei fluidi sempre più attendibili e realistici, indispensabili per una corretta gestione della risorsa acqua.

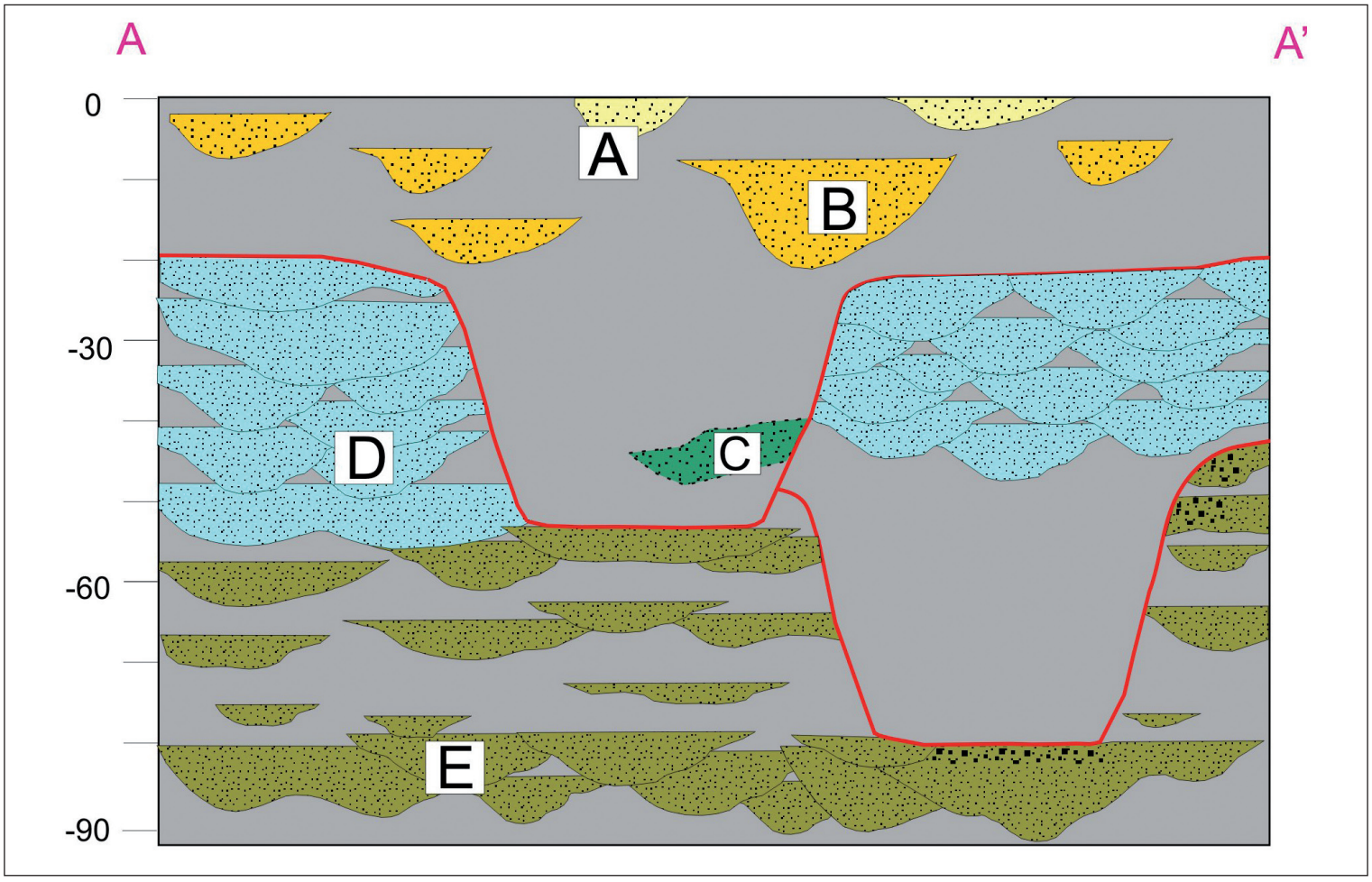


Fig. 23 - Modello concettuale della geometria dei principali acquiferi in una sezione passante circa per Pisa al modello concettuale dell'architettura stratigrafico-deposizionale di Fig. 19 (la traccia della sezione in Fig. 22).

BIBLIOGRAFIA

Aguzzi, M., Amorosi, A., Sarti, G., 2005. Stratigraphic architecture of Late Quaternary deposits in the lower Arno Plain (Tuscany, Italy). Geologica Romana 38, 1–10.

Aguzzi, M., Amorosi, A., Colalongo, M.L., Ricci Lucchi, M., Rossi, V., Sarti, G., Vaiani, S.C., 2007. Late Quaternary climatic evolution of the Arno coastal plain (Western Tuscany, Italy) from subsurface data. Sedimentary Geology 211, 211–229.

Amorosi A., Colalongo M.L., 2005. The linkage between alluvial and coeval marginal marine successions: evidence from the Late Quaternary record of the Po River Plain, Italy. In: M. Blum & S. Marriott (Eds), Fluvial Sedimentology VII, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 35, 257-275.

Amorosi, A., Sarti, G., Rossi, V., Fontana, V., 2008. Anatomy and sequence stratigraphy of the late Quaternary Arno valley fill (Tuscany, Italy). In: Amorosi, A., Haq, B.U., Sabato, L. (Eds.), Advances in Application of Sequence Stratigraphy in Italy. GeoActa Special Publication, vol. 1, pp. 55–66.

Amorosi A., Ricci lucchi M., Rossi V. & Sarti G. 2009. Climate change signature of small-scale parasequences from Lateglacial-Holocene transgressive deposits of the Arno valley fill. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 273: 142-152.

Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quaternary Science Reviews 19, 213–226.

Alley, R.B.,Mayewski, P., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K., Clark, P., 1997. Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 yr ago. Geology 25, 483–486.

Alley, R.B., Marotzke, J., Nordhaus, W.D., Overpeck, J.T., Peteet, D.M., Pielke Jr., R.A.,Pierrehumbert, R.T., Rhines, P.B., Stocker, T.F., Talley, L.D.,Wallace, J.M., 2003. Abrupt climate change. Science 299, 2005–2010.

Argnani A., Bernini M., Di Dio G.M., Papani G., Rogledi S. 1997. Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the northern Apennines. Il Quaternario, 10 (2), 596-602.

Baldacci F. 1999. Struttura e piezometria del 1° acquifero artesiano in ghiaie della Pianura Pisana. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., 106 (A), 91-101.

Baldacci F., Bellini L., Raggi G. 1995. Le risorse idriche sotterranee della Pianura di Pisa. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., 101 (A), 241-322.

Bortolotti V. 1966. La tettonica trasversale dell'Appennino.1) La linea Livorno-Sillaro. Boll.Soc.Geol. 85: 529-540.

Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. & Sandrelli F. 1993. Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoautoctono Toscano. Mem. Soc. Geol. It., 49, 17-98.

Cantini P., Testa G., Zanchetta G. & Cavallini R. 2000. The Plio-Pleistocene evolution of extentional tectonics in northernTuscany, as constrained by new gravimentric data from the Montecarlo Basin (lower Arno Valley, Italy). Tectonophysics, 330: 25-43.

Capozzi R. & Sartori R. 1989. La regressione medio-pliocenica in Italia: una ipotesi di lavoro sulle possibili cause. Giorn. Geol., 51/2, Ser. 3a, 31-39.

Carratori L., Ceccarelli lemut M.L., Frattarelli Fischer L., Garzella G., Greco G., Grifoni Cremonesi R., Mazzanti R., Morelli P., Nencini C., Pasquinucci M., PescaglinI Monti R., Pult Quaglia A.M., Rau A., Ronzani M.E., & Tozzi C. 1994). Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini, scala 1:50.000. In: Mazzanti R. (a cura di) La pianura di Pisa e i rilievi contermini la natura e la storia, Roma, 1994. Mem. Soc. Geogr. It., L, 491 pp.

Carosi R., Montomoli C., PertusatI P.C., FrassI C., Leoni L. & Sarti G. (in stampa) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 273- Pisa.

Della Rocca R., Mazzanti R., Pranzini E. (1987) - Studio geomorfologico della Pianura di Pisa (Toscana). Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 56-84.

Fancelli R., Grifoni R., Mazzanti R., Menchelli S., Nencini C., Pasquinucci M., Tozzi C. 1986. Evoluzione della Pianura di Pisa. In Mazzanti R., Grifoni Cremonesi R.

Federici P.R., Mazzanti R. 1988. L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno inferiore. Boll. Soc. Geogr. It., 11 (5), 573-615.

Federici P.R., Mazzanti R. 1995. Note sulle pianure costiere della Toscana. Mem. Soc. Geol. It., 53, 165-270.

Elter P., Giglia G., Tongiorgi M. & Trevisan L. 1975.Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution on the Northern Apennines. Boll. Geofis. Teor. Appl., 65: 3-18.

Embry A.F. (1993) - Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Arcipelago. Ca. J. Earth. Sci., 30, 301-320.

Embry A.F. (1995) - Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin. In Steel R.J., Felt V.L., Johannesses E.P. and Mathieu C. (Eds), Spec. Publ. Norwegian Petrol. Soc., 5, 1-11.

Ferranti L. Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Pappalardo M., Radtke U. Renda P., Romano P., Sansò P. &, Verrubbi V. 2006. Markers of the last interglacial sea level highstand along the coast of Italy: tectonic implications, Quaternary International, 145-146, 30-55.

Galoppini R. Letta C. Mazzanti R., Taddei M., Tessari R. & Viresini L. 1994. Possibilità di misura di antichi livelli del mare nel litorale tra le foci del fiume Arno e Fine in Toscana: Mem. Descr. Carta Geol. D'It, 52, 279-292.

Gioli G. 1894. Il sottosuolo della pianura di Pisa. Boll. Soc. Geol. It., 13, 210-233.

Grassi S. & Cortecci P. (2005) - Hydrogeology and geochemistry of the multilayered confined aquifer of the Pisa plain (Tuscany - central Italy). Applied Geochemistry, 20: 41-54.

IPCC, 2001. Climate Change 200. Synthesis Report. Summary for Policymakers. Intergovernmental Panel on Climate Change Third Assessment Report. Cambridge University Press, Cambridge.

IPCC, 2007. Climate Change 2007. Synthesis Report. Summary for Policymakers. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report. Cambridge UniversityPress, Cambridge.

Klitgaard-Kristensen,D., Sejrup,H.-P.,Haflidason,H., Johnsen, S., Spurk, M., 1998. A regional 8200 cal yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? Journal of Quaternary Science 13, 165–169.

Malinverno A., Ryan W.B.F. 1986. Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5, 227-245.

Mariani M., Prato R. 1988. I bacini Neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico. Mem. Soc. Geol. It., 41, 519-531.

Martini I.P., Sagri M. 1993. Tectono-sedimentary characteristic of late Miocene-Quaternary extensional basin of Northern Appennines. Earth Science Reviews, 34, 197-233.

Martini I. P., Sarti G., Pallecchi P., and Costantini A., 2010. Landscape Influences on the Development of the Medieval-Early Renaissance City-states of Pisa, Florence, and Siena, Italy. In: Martini I.P. and Chesworth W. (eds) Landscapes and Societies – Selected cases. Springer, Dordrecht, pp. 202–221.

Mattei R. 2008. Analisi dei depositi Tardo Quaternari del bacino di Viareggio: dalla creazione di una banca dati georeferenziata alla realizzazione di un modello stratigrafico-deposizionale. Pisa tesi di laurea 135 pp.

Mazzanti R. 1983. Il punto sul quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago della Toscana. Boll. Soc. Geol. It., 102, 419-556.

Mazzanti R. 1994. La Pianura di Pisa ed i rilievi contermini. In: Mazzanti R. (Eds), Provincia di Pisa.

Mazzanti R. 2000. Geomorfologia del bacino Versiliese- Pisano con particolare riferimento alla "Gronda dei Lupi", scarpata fossile che separa le Colline Livornesi, con i loro terrazzi eustatici, dalla pianura alluvionale pisana. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., A, 165-189.

National Research Council (NRC), 2002. Abrupt climate changes: Inevitable surprises. National Academy Press, Washington, D.C.

Pascucci, V., 2005. Neogene evolution of the Viareggio Basin, Northern Tuscany (Italy). GeoActa 4, 123–138.

Patacca E., Sartori R., Scandone P. 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. Mem. Soc. geol. Ital., 45, 425-451.

Posamentier H. W. & Vail P. R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. In: Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H. W., Ross C. A. and Van Wagoner J. C. (eds.) Sea- Level Changes: an Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42: 125-154.

Posamentier H W. & Allen G. P. (1999) - Siliclastic Sequence Stratigraphy Concepts and Applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 204 pp., Tulsa.

Posamentier H W., Allen G. P., James D.P., & Tesson M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. Am. Ass. Petrol. Geol- Bull., 76, 1687-1709.

Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. Quaternary Science Reviews 26, 1907-1914. Renssen, H., Goosse, H., Fichefet.

Romagnoli L. 1957. Sondaggi a 200 m di profondità nel Quaternario recente presso Pisa. Studio delle facies attraversate e considerazioni sulla sedimentazione costiera a carattere ciclico, Boll. Soc. Geol. Ital., 76, 21-35.

Sarti G., Redini M., Fontana V. & giacomelll S. (2008) - Ricostruzione dell'architettura deposizionale dei depositi tardo quaternari del sottosuolo della pianura di Pisa attraverso l'utilizzo di sistemi di modellazione 3d. In: "Stato del territorio e delle risorse naturali in Toscana", Firenze, 107-116.

Sarti G., Testa G. & Zanchetta G. (2008a) - A new stratigraphic insight of the late Pliocene-lower Pleistocene cycles of the lower Valdarno (Tuscany, Italy). GeoActa, 7: 27-41.

Sarti G., Ciulli L., Consoloni I. 2007. Attività di studio e di ricerca a supporto degli interventi sperimentali di recupero, protezione e monitoraggio del sistema dunale del tratto costiero della provincia di Pisa: redazione di cartografia alla scala 1/50000 delle caratteristiche morfo-sedimentologiche del sistema dunale integrata da cartografia alla scala 1/10000. Provincia di Pisa.

Sartori R. 1989. Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e i suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti. G. Geol., 51 (3), 1-30.

Sartori F. 1978. Studi sedimentologici e mineralogici delle alluvioni recenti della pianura pisana. I sedimenti del sondaggio della Bigattiera, presso S. Piero a Grado (Pisa). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., 85 (A), 61-93.

Segre A.G. 1955. Nota sull'idrografia continentale e marina. Note illustrative del C.G.I., scala 1:100000, Foglio 111, Livorno, Serv. Geol. It., Roma, 20-26.

Shackleton n. J. & Opdyke N. D. (1973) - Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. Quat. Res. 3: 39–55.

Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP2 d18O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. Quaternary Research 44, 341–354.

Thomas, E.R., Wolff, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Johnsen, S.J., Arrowsmith, C., White, J.W.C., Vaughn, B., Popp, T., 2007. The 8.2 kyr event from Greenland ice cores. Quaternary Science Reviews 26 (1–2), 70–81.

Tongiorgi, M. 1978. La subsidenza nella bassa pianura dell'Arno e del Serchio: una prima valutazione quantitativa dei fenomeni osservati, in rapporto ai problemi della difesa del suolo. In: "I problemi della subsidenza- Politica del territorio e della difesa del suolo, Pisa, 9-10 novembre 1978", 7-14.

Trevisan L., Tongiorgi E. 1953. Le acque del sottosuolo della pianura pisana. La Provicia Pisana, 9-10.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlations of time and facies. American Association of American Petroleum Geologists. Methods in Exploration 7. Barbara H. Lidtz, Tulsa.

Autorizzazioni alla pubblicazione:
Cap. 1: Renzo Mazzanti
Prot. n. 49009 del 13-12-2011

Cap. 2: Francesco Baldacci
Prot. n. 47878 del 5-12-2011

Cap. 3: Giovanni Sarti
Prot. n. 49012 del 13-12-2011

Tutti i diritti sono di proprietà dei singoli autori.
In assenza di specifico permesso scritto,
la riproduzione, anche parziale, è vietata.

Avvertenze per chi utilizza un iPAD o un iPhone
e vuole scaricare il PDF della pubblicazione:

1) Copiare l'indirizzo web (URL) del documento PDF presente sul web utilizzando il browser ad es. Safari;
2) Aprire l'applicazione denominata "GoodReader" oppure "iPdf";
3) Con GoodReader usare la funzione: New Download > Enter URL;
4) Incollare l' URL copiato precedentemente;
5) Si può trasferire il PDF scaricato da GoodReader a iBook grazie al Menu Manage File.

A questo punto, utilizzando l'applicazione iBook, sia su iPhone che su iPad è possibile consultare la pubblicazione in qualunque momento in modalità off-line.

Edizione a cura del
Comune di Pisa

Coordinamento Editoriale
Prof. Massimo V. Civita
Grafica e impaginazione
Graffiti Pisa
Stampa
IGP Pisa

Finito di stampare nel febbraio 2012



Comune di Pisa

Con il contributo di:
Comune di Pisa
Università di Pisa
Politecnico di Torino