

R. MAZZANTI (*)

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 DI PISA

Riassunto - Questo studio geomorfologico si compone di due parti: la prima riguarda i dintorni della "Gronda dei Lupi". Una scarpata, oggi sepolta da detriti, posta tra il Terrazzo di Livorno, del Pleistocene sup. e di origine glacioeustatica, e la Pianura di Pisa, in prevalenza dell'Olocene e di origine alluvionale.

La seconda parte riguarda il Bacino Versiliese-Pisano, di sprofondamento tettonico in fase distensiva neogenico-quadernaria.

La Gronda dei Lupi fu descritta dal noto naturalista toscano Targioni Tozzetti nel 1768 ed in seguito è stata al centro di numerose ricerche di stratigrafia sul Pleistocene dei dintorni di Livorno e, in particolare, da quando nel vicino porto fu eseguito il grande scavo per il Nuovo Bacino di Carenaggio (Barsotti *et al.*, 1974). Questo ha permesso la precisazione di alcuni tratti essenziali delle successioni stratigrafiche del Pleistocene inf. e di quella del sup. Successivamente fu eseguita una serie di perforazioni a carotaggio continuo nella Pianura di Pisa, poco distante dalla Gronda dei Lupi. Le carote di queste perforazioni, attraverso lo studio delle associazioni polliniche (Galletti Fancelli, 1979), hanno fornito indicazioni stratigrafiche sul Pleistocene sup. ed Olocene, sia delle fasi continentali würmiane, sia di quelle marine fiandriane.

L'esame del Bacino Versiliese-Pisano è stato eseguito sulla base delle conoscenze ricavate dagli studi sopra indicati, per quanto riguarda la successione stratigrafica del Pleistocene sup.-Olocene ("substrato superiore"); delle conoscenze offerte dallo studio della successione stratigrafica della "Strada degli Archi", presso alla Gronda dei Lupi, per quanto riguarda l'intervallo dal Miocene sup. al Pleistocene inf. ("substrato intermedio"); inoltre sulla base della letteratura geologica per le successioni stratigrafiche più antiche del Miocene inf., sia del Dominio Toscano, sia del Dominio Sub-ligure, sia del Dominio Ligure ("substrato profondo"). Infine essenziali sono state le campagne di sismica a riflessione eseguite nel Tirreno Settentrionale dal CNR (1982) e per conto dell'AGIP (Ghelardoni *et al.*, 1968; Mariani & Prato, 1992).

Nell'Appennino Settentrionale lo sviluppo della fase collisionale può essere attribuito all'Oligocene-Aquitano sulla base di dati geocronologici e stratigrafici relativi alle strutture compressive e considerando che il *core complex* delle Alpi Apuane e la "serie ridotta" della Toscana Meridionale sono legati ai fenomeni distensivi post-collisionali che si sviluppano a partire dal Burdigaliano-Langhiano (Carmignani *et al.*, 1995).

Non è noto se al fondo del Bacino Versiliese-Pisano, a ridosso delle Alpi Apuane, sono presenti sedimenti del Miocene inf.-medio; più sicura è la presenza di sedimenti del Miocene sup. affioranti nella Strada degli Archi con immersione verso il bacino. Questo ha raggiunto il massimo sviluppo nel Pliocene inf.-base del Pliocene medio e, dopo una fase di

almeno relativa restrizione delle dimensioni nel Pliocene medio-sup., ha registrato un'ulteriore fase trasgressiva nel Pleistocene inf.

L'inizio di una intensa attività fluviale, riferibile contemporaneamente all'Arno e al ramo del Serchio passante ad Est del Monte Pisano, risale al tardo Pleistocene medio (Terrazzo di Casa Poggio ai Lecci). Al Würm I corrisponde la fase fluviale ancora attribuibile all'Arno e al corso del Serchio ad Est del Monte Pisano, ampiamente rintracciata dai -40 ai -60 m. Allo stadiale Würm II-III corrispondono i depositi in prevalenza eolici, pedogenizzati e a industrie musteriane, che bordano l'orlo meridionale della pianura (Sabbie di Vicarello) e hanno formato, dopo il minimo del livello del mare corrispondente al Würm III, uno sbarramento trasversale al procedere della trasgressione fiandriana fino a quando, intorno al I-II sec. a.C., il grande aumento del trasporto solido dei fiumi, dovuto a cause antropiche, ha inizialmente rallentato il processo trasgressivo, per poi produrre un'ingente aggradazione del delta dell'Arno.

Dal punto di vista tettonico il Bacino Versiliese-Pisano si prolunga in direzione NO-SE per oltre 100 km, fino in Val Magra e fino in Valdera e in Val Tora-Fine. Trasversalmente prosegue verso SO al di sotto del mare fino alle dorsali sommerse di Meloria e di Maestra, dove è stato individuato dai rilievi geofisici. Nell'insieme corrisponde a una *Graben*, con faglia maestra NO-SE sul lato orientale. Poco a Nord di Livorno numerosi indizi suggeriscono la presenza di un importante lineamento trasversale che tuttavia non è visibile in superficie. Verosimilmente a questa direttrice trasversale ha corrisposto una sella, che durante il Miocene sup. rimase emersa e separò il Bacino Versiliese-Pisano dai due minori del Tora-Fine e della Valdera. Nel Pliocene inf. questa sella fu superata dalle acque marine e i tre bacini furono riuniti in uno solo. Durante il Pliocene sup. tutta la Toscana è investita da una fase di sollevamento epigenetico e si sviluppa una regressione generale che tuttavia non è documentata per il sottosuolo del Bacino Versiliese-Pisano. Durante il Pleistocene inf. continua una fase di subsidenza tettonica, attiva nel Valdarno Inferiore fino al Pleistocene medio e, probabilmente, al sup. Tuttavia l'attività degli elementi tettonici si affievolisce nei confronti di quelli climatici e, negli anni più recenti, di quelli antropici.

Parole chiave - Geomorfologia, terrazzi eustatici, pianura litoranea, variazioni oloceniche del livello del mare, Bacino Versiliese-Pisano (Toscana, Italia).

Abstract - *Geomorphology of the Pisa-Versilia Basin with special emphasis to the "Gronda dei Lupi", a fossil escarpment which divides the hills of Livorno and their eustatic terraces from the alluvial plain of Pisa. This geomorphologic*

study is composed of two parts, the first one concerns the area surrounding the "Gronda dei Lupi". The "Gronda dei Lupi" is an escarpment located between the glacioeustatic Terrace of Livorno of Upper Pleistocene age, and the alluvial plain of Pisa mainly of Holocene age.

The second part deals with the Versilia-Pisa Basin. The formation of this basin is linked to a tectonic subsidence active during the Neogene-Quaternary distensive phase.

The "Gronda dei Lupi" was firstly described by the Tuscan naturalist Targioni Tozzetti (1768). Later, especially beginning from the excavation of the large Basin dry-dock (Barsotti *et al.*, 1974), the "Gronda dei Lupi" has been object of several stratigraphical studies concerning the Pleistocene sediments outcropping around the city of Livorno. These studies allowed the definition of the main characteristics of the Lower and Upper Pleistocene stratigraphical succession. Subsequently, a series of wells have been drilled in the Pisa plain near the "Gronda dei Lupi". The analysis of the pollen assemblages (Galletti Fancelli, 1979) of all the cores of these wells provided stratigraphical data on the Upper Pleistocene and Holocene, both for the continental Würmian and the marine fiandrian phases.

The analysis of the Upper Pleistocene and Holocene succession of the Versilia-Pisa Basin ("upper substratum") has been undertaken herein on the basis of the data resulted from the above-mentioned studies. The study of the Upper Miocene-Lower Pleistocene succession ("intermediate substratum") was based on the research carried out along the "Strada degli Archi" (close to the "Gronda dei Lupi") by Giannelli *et al.* (1982). Finally, data on the pre-Middle Miocene succession ("lower substratum") utilized herein are mainly from the geophysical surveys realized in the Northern Tyrrhenian Sea by CNR (1982) and AGIP (Ghelardoni *et al.*, 1968; Mariani & Prato, 1992).

In the Northern Apennines geochronological and stratigraphical data allow to refer the compressive structure linked to the collisional stage to the Oligocene-Aquitian interval. These data are confirmed taking in account that the Alpi Apuane metamorphic core complex and the "Serie Ridotta" of Southern Tuscany are connected to the post-collisional extensional tectonics starting during Burdigalian-Langhian (Carmignani *et al.*, 1995).

At present, it is not known whether sediments of Lower-Middle Miocene age are present or not on the bottom of the Versilia-Pisa Basin, close to the Alpi Apuane. Deposits of Upper Miocene age are certainly present, since they outcrop along the "Strada degli Archi" and plunge towards the basin. The basin reached the maximum development during the Lower and the lower Middle Pliocene and, after a phase or relative areal reduction within the upper Middle Pliocene, recorded a further transgressive stage during the Lower Pleistocene.

The Upper-Middle Pleistocene (Terrace of Casa Poggio ai Lecci) marks the beginning of a period of intense fluvial activity on the part of the Arno and the branch of the Serchio that passed to the East of Monte Pisano.

The deposits of this fluvial phase are referable to Würm I. They have been recovered in the subsoil of the Pisa plain at a depth varying between -40 and -60 m. In the latter phase of Würm II-III aeolian sediments were also deposited, which have undergone pedogenesis and contain Musterian remain. These sediments line the southern border of the plain (Sabbie di Vicarello), and form a transverse barrier behind the Holocene littoral sediments produced by the Versilian (Fiandrian) transgression. Later (I-II century B.C.) anthropic causes gave rise to an increase in the solid transport of rivers, which firstly hinder the transgressive process and later led to an aggradation of the delta of the Arno.

From a tectonic point of view, most of the Pisa plain lies

within the Pisa-Versilia Basin, a graben 100 km long bounded by the Alpi Apuane and Monte Pisano to the East, and the Meloria-Maestra submarine crest to the West. The Livorno and Casciana Terme mountains close off the basins to the South.

An important transverse lineament, which is not visible on the superficies, is supposed to be present just North to Livorno. This lineament most likely corresponded to a saddle, which during the Upper Miocene was emergent and separated the Pisa-Versilia Basin in three distinct basins: the Versilia-Pisa Basin, the Tora-Fine basin and the Valdera basin. With the Lower Pliocene transgression this saddle was flooded by the waters and the three basins gathered together. During the Upper Pliocene, the entire Tuscany underwent an epirogenetic uplift, which led to a general regression. No signs of this regressive phase have been, however, detected in the Versilia-Pisa Basin. A successive tectonic subsidence stage affected the Valdarno Inferiore during the Lower and Middle Pleistocene and probably also during the Upper Pleistocene. Nevertheless, the activity of the tectonic elements weakened compared to the climatic interference and, more recently, to the anthropic intervention.

Key words - Geomorphology, eustatic terraces, coastal plain, Holocene sea level changes, Versilia-Pisa Basin (Tuscany, Italy).

INTRODUZIONE

La "Gronda dei Lupi" corrisponde alla scarpata, descritta da Targioni Tozzetti (1768, vol. II, p. 480), posta al limite tra l'alluvionale Pianura di Pisa e i terrazzi eustatici delle Colline Livornesi dei quali costituisce l'orlo settentrionale: "Primieramente il Piano di Livorno è forse cinque braccia più alto, che quello di Pisa. La linea che divide questi due Piani è una ripa, o argine che principiando dalle Torracce, si stende un poco curva fino al Ponte Arcione, e con nome molto espressivo si dice Gronda: questa Gronda era il confino di Porto Pisano, per la parte di Levante. Il più basso è l'antico letto di Porto Pisano, che attacca con Stagno, e col rimanente della Pianura di Pisa, e credo che anche in antico fosse luogo palustre, e perciò forse non si trova che vi sia mai stata fabbricata alcuna, nè tempi floridi di Porto Pisano, ma tutte quante si trovano dalla Gronda in là, cioè nella Pianura Orientale più elevata, e più asciutta. Il più alto si dice Piano di Livorno...".

Alla fine degli anni Cinquanta, nel corso dei rilevamenti per una mia sottotesi di laurea, ebbi occasione di notare come questa scarpata fosse ancora ben visibile in quanto non ricoperta, come attualmente, da cumuli di discariche e dai viadotti dei raccordi della grande viabilità moderna. Né maggiore rispetto è stato osservato per l'assetto naturale della fascia litoranea dei dintorni settentrionali di Livorno, in special modo dalla metà dell'Ottocento in seguito all'ampliamento del porto e dell'area industriale della città. Inoltre il prosciugamento delle numerose zone umide, che confluivano nell'area di Stagno da Est e da Nord, intrapreso parzialmente fino dal Cinquecento, ha trovato completa realizzazione solo con l'impiego delle idrovore moderne negli anni Trenta del XX secolo conducendo ad una trasformazione radicale dell'ambiente di tutta

l'area. Questi interventi umani ostacolano oggi la ricostruzione diretta di quelle che erano, e solo in minima parte oggi rimangono, le caratteristiche naturali di quest'area fino a tutto il Settecento. Come conseguenza è utile, nella descrizione della geomorfologia locale, riferirsi alla situazione della metà del Settecento, rappresentata nello stereogramma di Figura 1, nella quale le modifiche antropiche al paesaggio naturale appaiono ancora non eccessivamente invasive.

D'altra parte, se le moderne costruzioni limitano fortemente le aree visibili nei rilevamenti geologici, l'apertura di cave, il taglio di canali e l'esecuzione di perforazioni favoriscono le conoscenze del sottosuolo. L'affinamento di queste ultime è grandemente progredito con l'impiego delle tecniche di ricerca oggi disponibili negli studi scientifici; resta comunque essenziale, per quanto affermato in precedenza, il contributo dell'analisi storica per una conoscenza approfondita dell'area in esame. In modo particolare si è rivelata molto utile a quest'ultimo proposito l'indagine sulla cartografia pregeodetica che invece non fu considerata attendibile dai geografi fino agli anni Ottanta del secolo scorso (Mazzanti, 1984b).

Figura 1 rappresenta, intorno alla metà del Settecento, la geomorfologia della fascia litoranea tra la Pianura di Pisa e i terrazzi eustatici dei dintorni di Livorno. Questo stereogramma è stato tracciato sulla base della carta geologica di Lazzarotto *et al.* (1990), dello studio stratigrafico dello scavo per il Bacino di carenaggio della Torre del Fanale nel Porto di Livorno (Barsotti *et al.*, 1974), dell'esame dei sondaggi tra Coltano e la foce del Calambrone (Galletti Fancelli, 1979), della datazione delle Sabbie di Vicarello (Menchelli, 1984) e dello sviluppo olocenico del Litorale Versiliese-Pisano (Mazzanti & Pasquinucci, 1983; Mazzanti *et al.*, 1990 e "Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini", Carratori *et al.*, 1991). Inoltre lo stereogramma di Figura 1 presenta due sezioni geologiche completamente indicative della stratigrafia del sottosuolo del Terrazzo di Livorno (nella sezione in destra a Sud di Livorno) e della Pianura di Pisa (ancora nella sezione in destra, ma a Nord di Livorno, e in tutta la sezione sulla sinistra).

Il Terrazzo di Livorno, recentemente definito "poli-cliclo" (Federici & Mazzanti, 1995), rientra nei limiti cronologici del Pleistocene sup. e si compone di due livelli di calcareniti marine ("Panchina" I e II) ai quali si interpone una successione stratigrafica molto sottile di ambiente continentale. La "Panchina" I (o Calcarenite di Castiglioncello) appoggia, trasgressiva e in discordanza, sopra le Sabbie e argille ad *Arctica islandica*. Nello scavo del Bacino di carenaggio di Torre del Fanale la "Panchina I" sormonta trasgressiva gli strati di passaggio tra le Sabbie e argille ad *Arctica*

RICOSTRUZIONE GEOMORFOLOGICA DEI DINTORNI DELLA GRONDA DEI LUPI

Il Settecento (Fig. 1)

Secondo quanto esposto sopra, lo stereogramma di

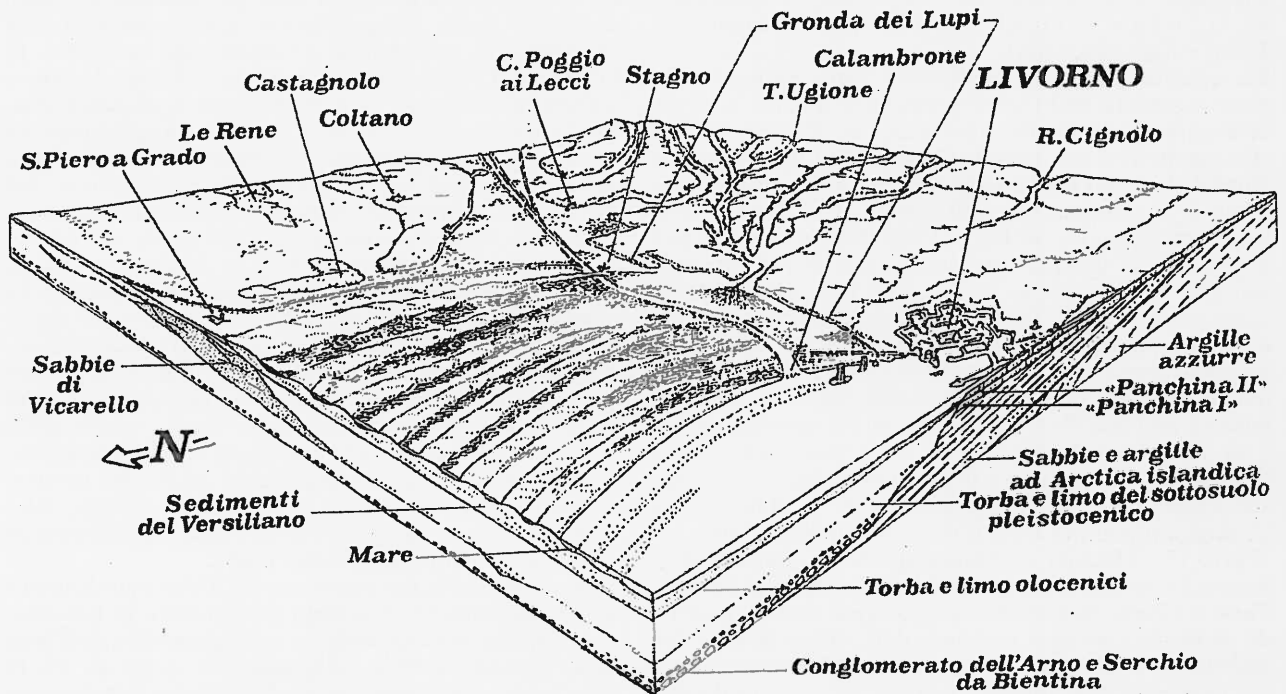


Fig. 1 - Stereogramma geomorfologico dei dintorni della Gronda dei Lupi: situazione intorno alla metà del Settecento. La descrizione dei dettagli è nel testo.

islandica e le Sabbie di Nugola Vecchia. Questo passaggio, secondo Giannelli *et al.* (1982), è avvenuto nell'ambito cronostratigrafico del Piano Emiliano. Più verso l'entroterra, in corrispondenza della Fornace Anelli, dei rii Cigna e Cignolo e del Torrente Ugione, la "Panchina" I sormonta direttamente le Argille azzurre del Pliocene inf. e del medio. Quest'ultima formazione, di ambiente marino neritico fino ad epibatiale superiore, si trova al di sotto degli strati del Pleistocene inf. dai quali è separato da una discordanza stratigrafica, secondo quanto è visibile nella vicina Val di Tora (Giannelli *et al.*, 1982; Lazzarotto *et al.*, 1990) ed è stato rappresentato in Figura 1. Lungo la sezione geologica di destra, a Nord di Livorno, nell'area oggi coperta dal mare, è indicata la superficie corrispondente alla parte della Gronda dei Lupi sepolta dai depositi più recenti della sua escavazione e cioè (nell'ordine dal basso): il Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina (secondo la definizione di Segre, 1955) attribuito al Würm I da Federici & Mazzanti (1995); la Torba e limo del sottosuolo pleistocenico; la Torba e limo olocenici, questi ultimi datati dall'esame pollinico della Galletti Fancelli (1979) in quanto comprendenti la fase atlantica del Querceto, e infine, al tetto della successione, i sedimenti del Versiliano, che corrispondono all'ultima trasgressione marina dopo le deposizioni sedimentarie, essenzialmente continentali, delle fasi würmiane (Blanc, 1934).

La sezione in sinistra dello stereogramma di Figura 1 mostra la medesima successione stratigrafica della parte a Nord di Livorno della sezione di destra con le sole varianti della presenza delle Sabbie di Vicarello (di ambiente eolico e colluviale, parzialmente intercalate tra la Torba e limo del sottosuolo pleistocenico e la Torba e limo olocenici).

Per quanto riguarda la morfologia, rappresentata nella parte superiore dello stereogramma di Figura 1, posta al di sopra delle sezioni geologiche di destra e di sinistra, risulta ben delineata la Gronda dei Lupi da poco a Nord di Livorno fino poco a Sud di Stagno. Meno evidente è la continuazione di questo importante lineamento morfologico ad Est di Casa Poggio ai Lecci per la presenza di una più fitta successione di valli trasversali che lo intersecano incidendolo profondamente in corrispondenza del Terrazzo di Casa Poggio ai Lecci, costituito da depositi risalenti al Pleistocene medio.

Secondo quanto già accennato la Gronda dei Lupi, un tempo evidente in superficie, suddivideva la zona dei terrazzi (di Casa Poggio ai Lecci del Pleistocene medio e di Livorno del Pleistocene sup.) dalla zona della Pianura di Pisa con i suoi depositi olocenici e le modeste emergenze delle paleodune di Coltano e di Castagnolo non più recenti dell'interstadiale Würm II-Würm III (Federici & Mazzanti, 1995). Inoltre nella Figura 1 è indicata l'ampia area ad Ovest della linea S. Piero a Grado-Stagno. Da questa linea, che corrisponde al locale sviluppo massimo della trasgressione del Versiliano, è iniziata la progradazione di sempre nuovi lidi olocenici, ciascuno dei quali ha delimitato sul retro una "lama" d'acqua lagunare o palustre, fino alla linea di riva della metà del Settecento. Questa non aveva ancora raggiunto le torri medievali del Porto Pisano

(Mazzanti & Pasquinucci, 1983), che si trovavano su una barra sommersa o su scogli della vicina "Panchina", affiorante ampiamente nel Terrazzo di Livorno.

Ad Est della linea S. Piero a Grado-Stagno, materializzata dal cinquecentesco Canale dei Navicelli, la Pianura di Pisa presentava, come aree sempre emerse nell'ambito dell'area della Figura 1, le paleodune pleistoceniche di Coltano e Castagnolo e le Sabbie fluviali di Le Rene, quest'ultime verosimilmente collegate ad un antico corso dell'Arno; per il resto l'area era fortemente depressa e, a seconda dei luoghi, temporaneamente o perennemente sommersa da acque a salinità variabile a seconda della vicinanza e delle possibilità di comunicazione con il mare. Queste ultime avvenivano prevalentemente dalla Bocca d'Arno e dalla Bocca di Calambrone, che era particolarmente protetta dalla presenza della "Panchina" sul fianco meridionale oltre che dal ridosso delle Secche della Meloria, circa 7 km al largo della costa, verso SO.

* * *

La descrizione geomorfologica dell'area rappresentata in Figura 1 proseguirà a partire dalla Figura 2 che si riferisce al massimo protrondimento della trasgressione tirreniana e sarà condotta, attraverso le altre Figure, ognuna delle quali centrata in un momento particolarmente significativo, nella formazione del Terrazzo di Livorno, fino alla Figura 4 e, della Pianura di Pisa, fino alla Figura 11.

Tirreniano I (Fig. 2)

Lo stereogramma di Figura 2 corrisponde allo sviluppo massimo della trasgressione glacioeustatica del Tirreniano I, molto ben evidente nel retroterra di Livorno dal Piano di Suese, attraverso il Pian di Rota e il Piano di Salviano, fino all'Ardenza e ad Antignano. Infatti questa trasgressione marina, sormontando un paesaggio verosimilmente già poco rilevato a causa delle precedenti trasgressioni glacioeustatiche del Pleistocene medio e facilmente livellando un substrato molle erodibile formato in prevalenza da argille del Pliocene e del Pleistocene inf., ha formato un piano debolmente risalente verso Est. Essa certamente non ha superato la quota di 15 m mentre lo spessore dei depositi sul piano di trasgressione, originario fondo marino, si è mantenuto molto modesto, difficilmente superiore al metro: l'area livornese dovette corrispondere a un bassofondo marino, continuazione verso l'interno delle Secche della Meloria, che giungeva fino alla scarpata, ancora visibile e corrispondente al piede dei terrazzi alti del Pleistocene medio, rappresentati emersi nello stereogramma di Figura 2 nelle località Casa Poggio ai Lecci, Villa Mimbelli e Villa Padula.

Lo sviluppo della trasgressione del Tirreniano I, molto ben documentato nell'ambito del Terrazzo di Livorno, non è invece rintracciabile in corrispondenza dell'area della Pianura di Pisa nella quale la quota di 15 m attualmente si trova nei pressi di Pontedera, in depositi alluvionali in prevalenza dell'Arno, molto lontani dal litorale odierno. D'altra parte è noto, come vedremo, che dal Tirreniano I ad oggi il livello del mare ha oscil-

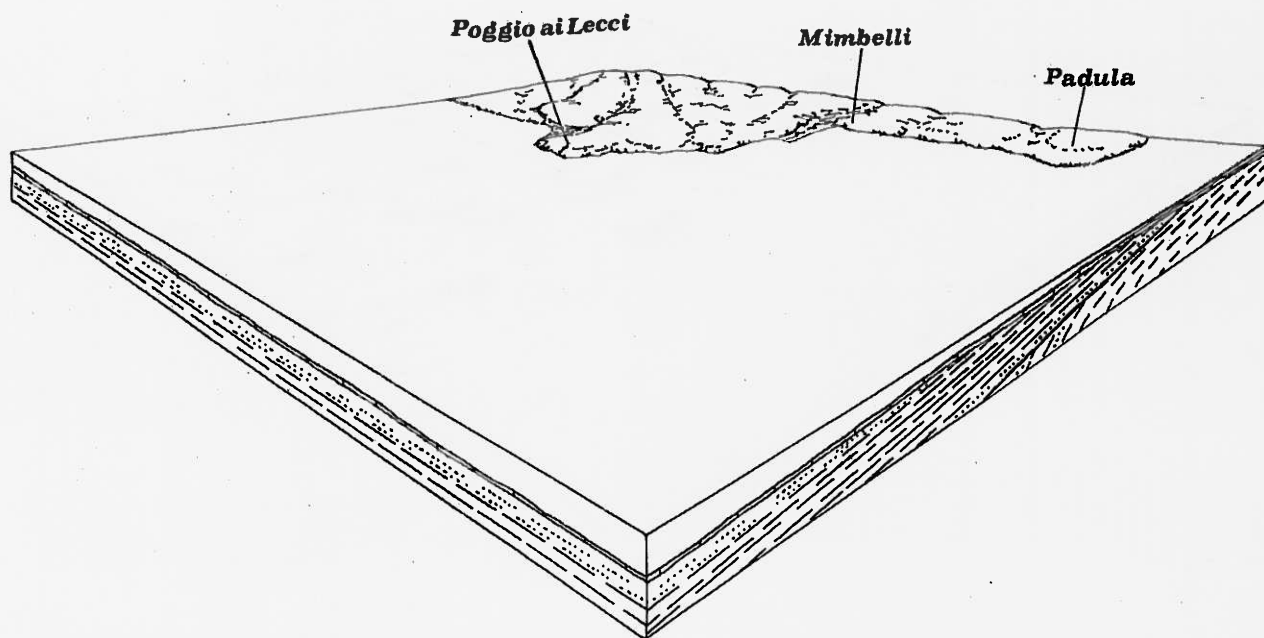


Fig. 2 - Massima della trasgressione eustatica del Tirreniano I.

lato più volte, almeno una abbassandosi fino intorno quota -110 m; quindi è possibile che i depositi del Tirreniano I, verosimilmente depositi prevalentemente nella parte più esterna dell'area in seguito occupata dalla Pianura di Pisa, ancora non differenziata rispetto all'area del Terrazzo di Livorno (Fig. 2), siano stati asportati dalla dirompente erosione dell'Arno durante il grande approfondimento del livello del mare verificatosi in corrispondenza delle diverse fasi della glaciazione würmiana.

L'attribuzione cronologica della "Panchina" I al Tirreniano I è stata eseguita da Barsotti *et al.* (1974) sulla base dello studio della bella e abbondante fauna fossile a *Strombus bubonius* ed altre specie oggi viventi nelle calde acque dell'Africa tropicale ma non più nel Mediterraneo, ciò in ottimo accordo con l'importante fase climatica interglaciale con la quale si fa coincidere l'inizio del Pleistocene sup. In riferimento alla cronostratigrafia generale dei sedimenti marini quaternari, eseguita da Emiliani (1955) e perfezionata in seguito da Shackleton (1995) sulla base del $\delta^{18}O$, Federici & Mazzanti (1995), nel contesto della stratigrafia riscontrata nella Toscana costiera, hanno identificato la "Panchina" I, presente alla base del Terrazzo di Livorno, con il substadio 5e, di circa 0,125 Ma.

Intratirreniano I (Fig. 3)

Lo stereogramma di Figura 3 mostra la fase regressiva con ritiro parziale del mare per abbassamento glacioeustatico del suo livello dopo il massimo raggiunto nella fase di Tirreniano I. In realtà non è noto di quanto sia progredito questo ritiro, tuttavia è documentato fino lungo la costa attuale dalla sequenza, se pure di strati di spessore men che modesto, di limo (l), sabbia argillosa

(sa) e argilla torbosa nera (at), riconosciuta in continuità sopra la "Panchina" I al Bacino di carenaggio di Torre del Fanale e caratterizzata da associazioni polliniche (Galletti, 1974) e di Gasteropodi d'acqua dolce e terrestri (Meluzzi, in Barsotti *et al.*, 1974), attualmente caratteristici del piano montano. Ancora a questo ultimo livello, anche se probabilmente a zone umide non collegate direttamente tra loro, sono da attribuire lo strato di "limo lacustre e fossili" citato da Caterini (in Appelius, 1871) al Ponte Girante del Porto di Livorno, lo strato di "argilla continentale con polline di conifere montane" del Cimitero dei Lupi (Bacci *et al.*, 1939) e la torba con resti di *Elephas antiquus* rinvenuta al Cantiere Orlando (Peruzzi, 1882) che ha rivelato un'associazione pollinica a prevalente *Abies*, mista a *Fagus* e *Pinus silvestris*, caratteristica di un clima freddo e di notevole umidità (Galletti, 1974).

Questo interstadio freddo con ritiro del livello del mare, per essere compreso tra i livelli di "Panchina" I e II entrambi trasgressivi, può corrispondere alla fase 5d della cronostratigrafia basata sul $\delta^{18}O$ (Shackleton, 1995).

Tirreniano II (Fig. 4)

Lo stereogramma di Figura 4 mostra la successiva trasgressione eustatica che ha portato alla deposizione del secondo livello ("Panchina" II o di Baratti II) di depositi marini al di sopra di quelli continentali del livello precedente nella successione stratigrafica del Tirreniano di Livorno. Il modesto spessore di questi sedimenti è la migliore garanzia che la loro deposizione è dovuta a un episodio di sollevamento glacioeustatico del livello del mare che, giudicando dalle quote alle quali è stato riconosciuto questo secondo livello di

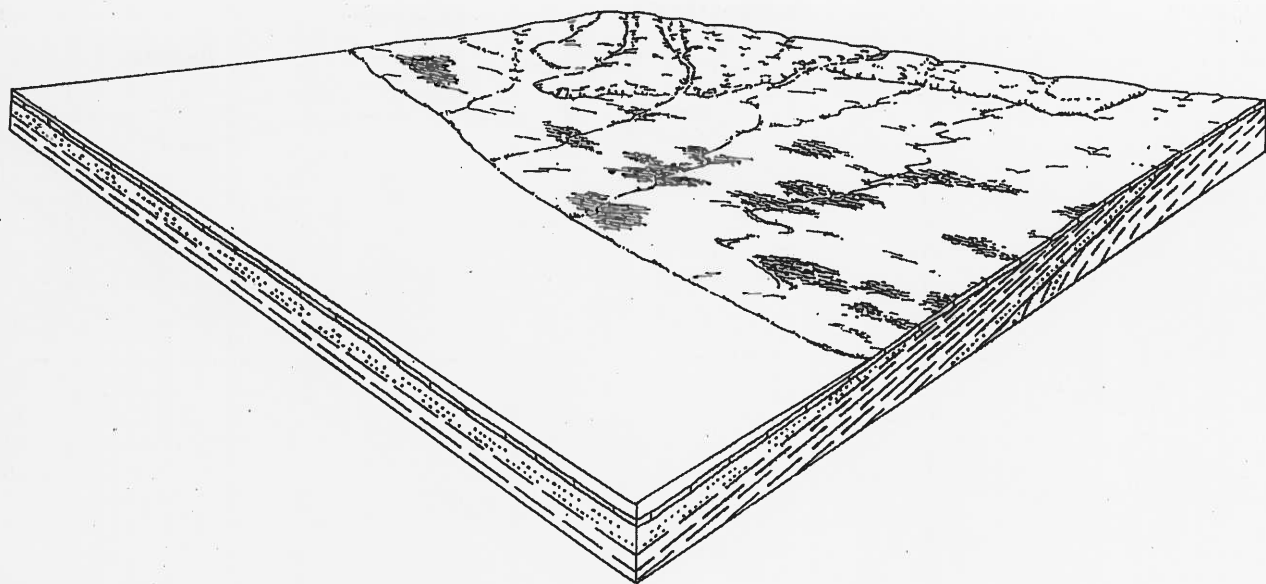


Fig. 3 - Situazione durante l'Intrattirreniano I.

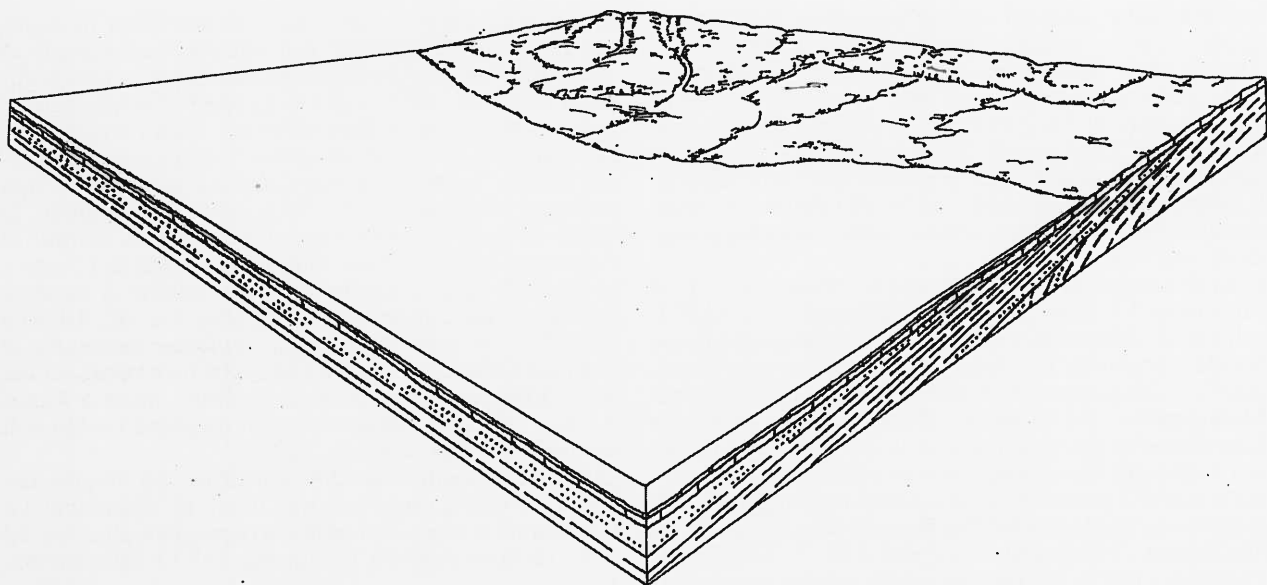


Fig. 4 - Massimo della trasgressione eustatica del Tirreniano II.

“Panchina”, non sembra aver superato quella di 8 m. Tuttavia la linea di costa più avanzata di questo episodio trasgressivo non è stata riconosciuta e la ricostruzione paleogeografica di Figura 4 è stata basata solo attraverso le località, nel Terrazzo di Livorno (e tutte all'interno della città o negli immediati dintorni), nelle quali sono stati sicuramente riconosciuti due livelli di sedimenti marini (rispettivamente “Panchina” I e II)

separati da uno di depositi continentali o da una netta superficie d'erosione. Queste località sono (Barsotti *et al.*, 1974): Cimitero dei Lupi, Bacino di carenaggio di Torre del Fanale, Ponte Girante del Porto, Accademia Navale, Antico Cavone (Stadio U. S. Livorno), Ponte dell'Aurelia sul Rio Ardenza, Ponte dell'Aurelia sul Rio Antignano.

È verosimile che questo secondo livello trasgressivo,

ampiamente documentato da diversi Autori non oltre la quota di 8 m negli strati del Terrazzo di Livorno, sia identificabile con il substadio 5c, di circa 0,110 Ma, della cronostratigrafia di Shackleton (1995), basata sul $\delta^{18}O$.

Sul Terrazzo di Livorno al di sopra dei tre livelli illustrati in precedenza si trovano, non sempre ma frequentemente, depositi eolici e colluviali piuttosto arrossati per circolazione di sali di ferro, talora parzialmente cementati e pedogenizzati in inceptisuoli. L'insieme di questi sedimenti, che non è detto siano tutti contemporanei, è stato riunito nella formazione delle Sabbie di Donoratico (Mazzanti, 1984 a). Alle Case Popolari di S. Stefano (Bacci *et al.*, 1939) e presso la Casa di Paretaio nella Fattoria Suese (Sammartino, 1984) sono state rinvenute, associate a queste sabbie, industrie di tipo Musteriano. È noto che l'uso di questo tipo di industria è considerato non più recente di 35.000 anni.

Würm I - fase anaglaciale (Fig. 5)

Lo stereogramma di Figura 5 mostra l'instaurarsi di una netta differenziazione geomorfologica nell'area rappresentata: infatti la metà settentrionale è stata investita dall'erosione dell'Arno con tutte le conseguenze connesse alla presenza di questo grande fiume che ormai aveva ampliato il suo bacino idrografico fino allo spartiacque principale attuale della Catena Appenninica; la metà meridionale è rimasta praticamente estranea all'influenza dell'Arno e, man mano che il livello del mare si abbassava per il proseguire della glaciazione di Würm, ha acquisito sempre più l'aspetto di un pianalto a debolissima inclinazione occidentale, ridossato verso Est al piccolo rilievo dei Monti Livornesi e quindi solcato solo da corsi d'acqua assai modesti: in questo modo nasceva il Terrazzo di Livorno.

L'Arno ha così modellato la Gronda dei Lupi fino ad una profondità di circa -60 m nel sottosuolo di Stagno. È verosimile che il livello del mare sia stato, in questa prima fase würmiana, ancora più basso ma non sono note indicazioni locali più precise.

Un grande abbassamento del livello del mare, noto ormai in molti litorali della Terra, indica l'innescio di una importante fase climatica glaciale che richiede, oltre alla diminuzione delle temperature, un forte incremento delle precipitazioni col conseguente mantenimento, o addirittura aumento, della copertura forestale dei versanti sia di pianura sia dei rilievi di modesta elevazione, nettamente prevalenti in Toscana. Se un diffuso regime di biostasia può avere aumentato la protezione dall'erosione dei versanti vallivi per azione delle acque dilavanti, non può avere evitato l'approfondimento sugli alvei ad opera delle acque incanalate nel generale abbassamento del livello di base dei fiumi conseguente a quello del livello del mare; tanto più in corrispondenza dei loro tratti inferiori traversanti le pianure litoranee.

La Figura 5 mostra una divisione tra Terrazzo di Livorno e Pianura di Pisa ben più netta di quella attuale con una Gronda dei Lupi molto più profondamente esposta di quella visibile fino a circa quarant'anni or sono: infatti la superficie del Terrazzo di Livorno doveva essere quasi identica a quella attuale ma nell'area della Pianura di Pisa l'Arno, lungo il limite meridionale, scorreva fino a 60 metri più in basso mentre, più a settentrione, potevano trovarsi ancora piccole alture, residui non del tutto livellati dall'erosione fluviale degli strati pleistocenici, o addirittura pliocenici, depositi in un bacino in subsidenza tettonica almeno fin dal Miocene sup.

Il riferimento al Würm I (Federici & Mazzanti, 1995) pone lo sviluppo di questa fase geomorfologica in cor-

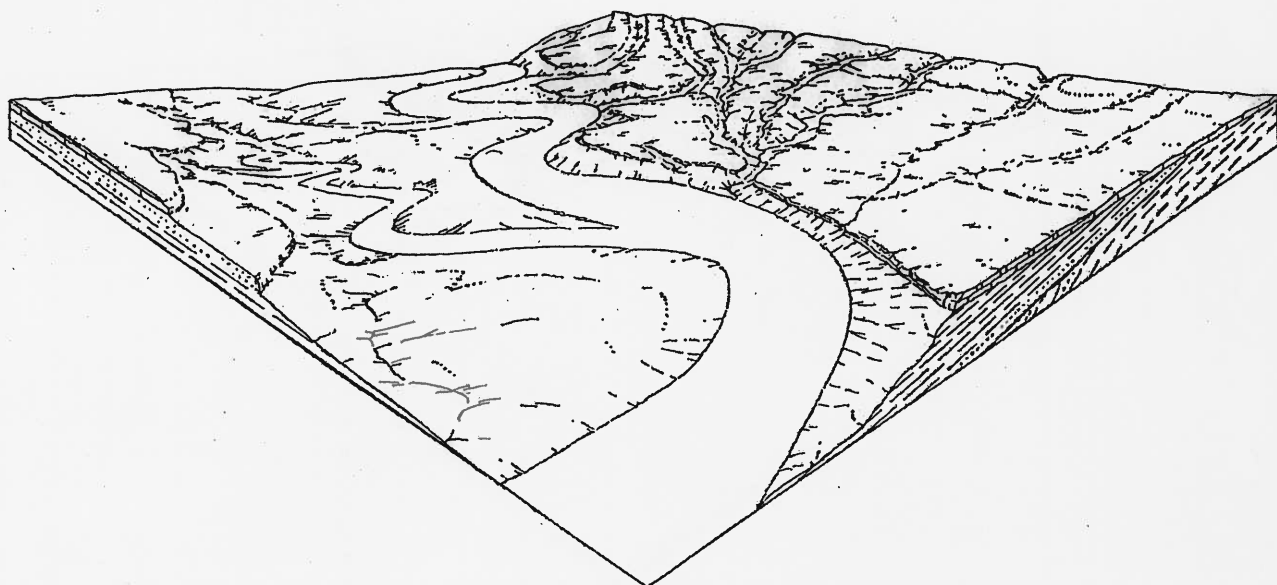


Fig. 5 - Fase anaglaciale del Würm I.

rispondenza dello stadio isotopico 4 del $\delta^{18}O$ di circa 0,075 Ma della cronostratigrafia di Shackleton (1995).

Würm I – fase cataglaciale (Fig. 6)

Lo stereogramma di Figura 6 è invariato rispetto a quello di Figura 5 nell'area del Terrazzo di Livorno, a conferma di una notevole stabilità geomorfologica raggiunta su questa zona. L'area della Pianura di Pisa mostra invece il cambiamento dell'attività del trasporto solido dell'Arno che ha variato alveo dal tipo "a meandri" in quello "a canali anastomizzati" mentre il greto si è esteso verso Nord fino a comprendere tutta l'area a settentrione della Gronda dei Lupi rappresentata nello stereogramma. Questo cambiamento del tipo di alveo, avvenuto ancora a livello del mare molto basso, può essere spiegato con l'innesco di un regime di resistenza dovuto a un inaridimento del clima che sarebbe ancora stato molto freddo pur diminuendo di umidità. Questa ipotesi è avvalorata dalla deposizione del livello del Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina, formato in prevalenza da ciottoli di anageniti del Verrucano, che indicano per le aree di provenienza (Monte Pisano e Garfagnana apuana) l'abbassarsi del limite altimetrico dei boschi con il conseguente incremento dei versanti nudi. La comparsa degli alvei di tipo anastomizzato consegue all'aumento delle dimensioni dei clasti collegato all'incremento nel bacino fluviale delle aree ad erosione massiva; nei corsi d'acqua, specialmente in pianura, diminuiscono mediamente la velocità del trasporto solido, lo scorrimento fluido e l'energia di incisione verticale: gli alvei si riempiono di depositi alluvionali grossolani, che drenano in parte le piene, mentre aumenta il divagare dei tronchi fluviali e l'erosione laterale dei versanti. Tuttavia questa fase di radicale cambiamento del tipo e del trasporto fluviale

senza dubbio è stata breve, vista l'esiguità degli spessori del Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina che raramente raggiungono i dieci metri, secondo quanto è noto dalle stratigrafie, raccolte nella Pianura di Pisa, di circa duemila pozzi (Fancelli *et al.*, 1986).

Würm II (Fig. 7)

Lo stereogramma di Figura 7 mostra ancora l'area del Terrazzo di Livorno in stabilità morfologica. Nell'area della Pianura di Pisa la deposizione del Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina è cambiata in quella della Torba e limo del sottosuolo pleistocenico in quanto questi sedimenti sottostanno alle Sabbie di Vicarelli sicuramente rientranti, almeno nei livelli più alti in affioramento, nell'ambito cronologico del Pleistocene sup. (Menchelli, 1984). Questo cambiamento delle caratteristiche sedimentarie delle due formazioni denuncia un'altra variazione climatica nel senso di un nuovo aumento dell'umidità del clima con l'instaurarsi di un nuovo regime di biostasia sui versanti del Bacino dell'Arno. Nuovamente sono giunti in pianura prevalentemente solo sedimenti alluvionali fini e molto fini. Nel settore meridionale della Pianura di Pisa ciò è stato favorito anche dall'allontanamento del corso principale dell'Arno che ha progressivamente migrato verso Nord.

L'attribuzione al Würm II di questo livello, che non appare mai in superficie e che non ha finora rivelato associazioni polliniche sicuramente indicative, rimane ancora incerta; essa deriva principalmente dalla sua posizione stratigrafica, compresa tra il Conglomerato dell'Arno e Serchio da Bientina del Würm I e le Sabbie di Vicarello non più recenti dell'interstadio Würm II-Würm III. Un'altra indicazione a sostegno di questa interpretazione deriva dalla natura continentale della

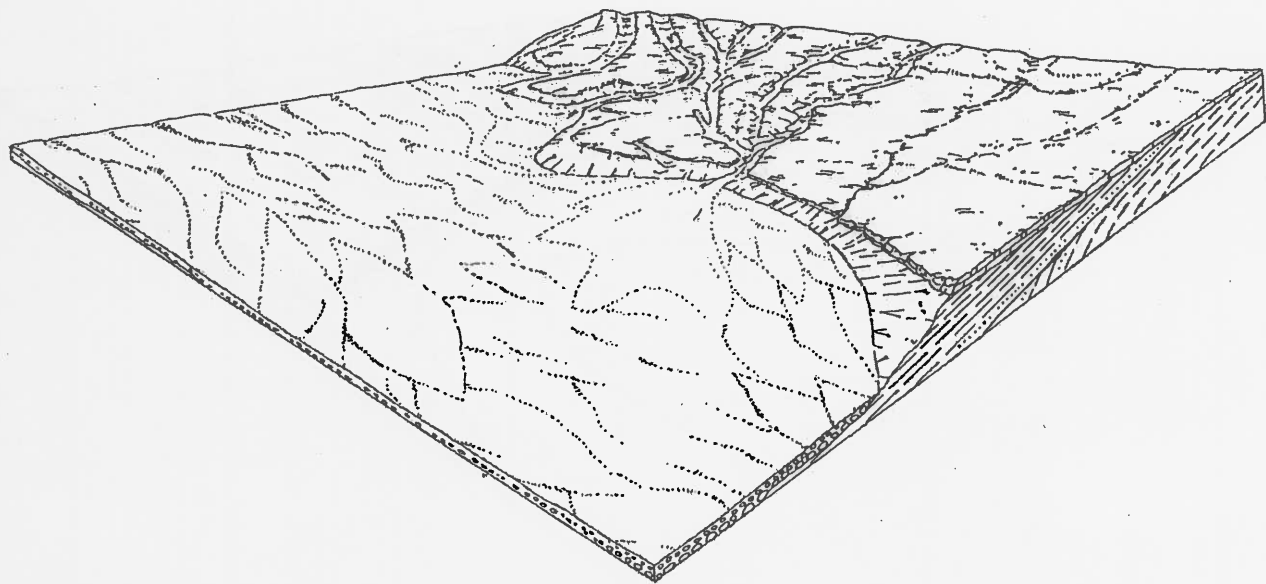


Fig. 6 - Fase cataglaciale del Würm I.

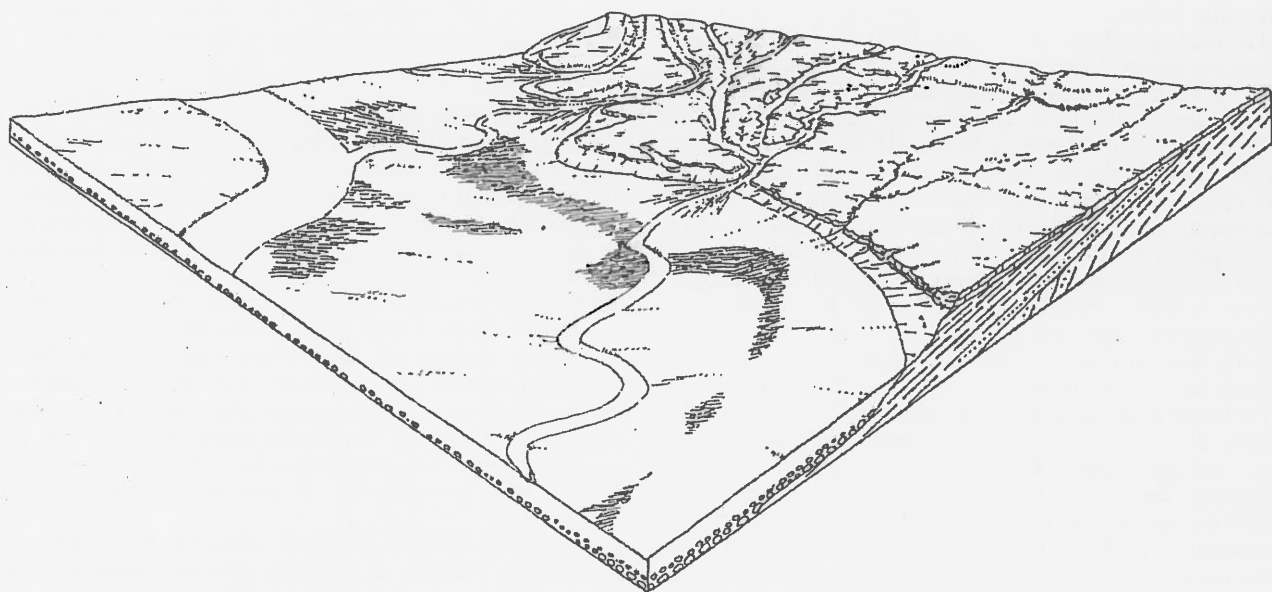


Fig. 7 - Würm II.

Torba e limo del sottosuolo pleistocenico; ciò comporta che il livello del mare al tempo della deposizione di quest'ultimo doveva esserne necessariamente più basso e cioè a quote non superiori a -50 m in buon accordo con una fase glaciale.

Più argomenti suggeriscono così un'attribuzione, anche se con riserva, di questo livello stratigrafico al Würm II, cioè allo stadio isotopico 3 di 0,050 Ma di Shackleton (1995).

Interstadiale Würm II-Würm III (Fig. 8)

La situazione ricostruita nello stereogramma di Figura 8 trae la sua principale documentazione dalla posizione delle Sabbie di Vicarello che, presenti nell'area raffigurata a Coltano e Castagnolo, hanno rivelato, nei loro strati più alti in affioramento, abbondanti industrie mustericane (Menchelli, 1984) indicanti, per la parte superiore di queste sabbie, una deposizione non più recente di 35.000 anni fa, mentre la loro sovrapposizio-

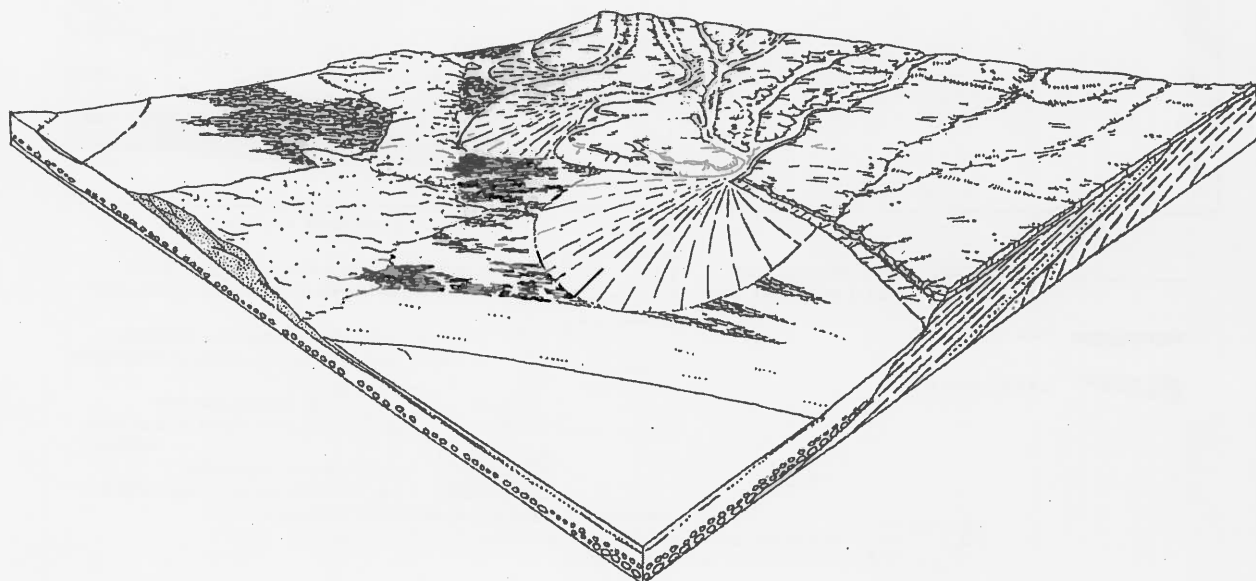


Fig. 8 - Interstadiale Würm II - Würm III.

ne alla Torba e limo del sottosuolo pleistocenico, nota dai sondaggi (Mazzanti *et al.*, 1984), ne lascia prospettare un limite inferiore posteriore all'acme del Würm II. La sedimentazione di queste sabbie può così essere continuata dalla fase cataglaciale del Würm II fino all'interstadiale Würm II-Würm III. In termini di posizione del livello del mare per l'intervallo cronologico di cui sopra, si può prospettare una risalita (sia pure non continua ed oscillante nei dettagli) tra la quota di -50 m e le quote oscillanti tra i -30 e i -20 m indicate nello studio di Alessio *et al.* (1992) per l'intervallo cronologico tra i 38.000 e i 25.000 anni or sono nel loro studio sugli speleotemi sommersi del Mare Tirreno.

Sulla base di quanto sopra e dei dati delle perforazioni tra la foce del Calambrone e Coltano (Galletti Fancelli, 1979) nella ricostruzione paleogeografica di Figura 8 la linea di riva è stata posta a occidente dell'affioramento di Castagnolo delle Sabbie di Vicarello, che è segnato separatamente dall'affioramento di Coltano per quanto risultato da alcuni sondaggi (St-1 e S-1 in Fig. 9) in buon accordo con la disposizione in cumuli dunari della natura prevalentemente eolica di queste sabbie. Questa soluzione soddisfa sia l'esigenza di proporre un livello marino inferiore a quello attuale, e quindi una linea di riva spostata maggiormente ad occidente, per un intervallo cronologico interamente compreso in ambito würmiano, sia il rispetto delle indicazioni fornite dai sondaggi che nella Pianura di Pisa, ad Est della linea di

riva attuale, non hanno incontrato alcun livello marino databile, o comunque riferibile, al Pleistocene sup.

Würm III (Fig. 10)

Lo stereogramma di Figura 10 si riferisce all'acme glaciale di Würm III con la foce dell'Arno ben oltre le Secche della Meloria (Segre, 1955), il livello del mare di almeno 110 m più basso di quello attuale e con i corsi d'acqua in fase erosiva per il grande abbassamento del livello di base e per una situazione climatica favorente la biostasia dei versanti.

Malgrado il generale approfondimento degli alvei delle acque incanalate, l'area del Terrazzo di Livorno, solcata solo da modesti rii, deve avere registrato solo lievi variazioni se non quella di corrispondere a un pianalto, intorno a 100 m di quota, invece che a un terrazzo, non più alto di 15 m sul livello del mare attuale e che in gran parte ne è sommerso, per la debole inclinazione verso Ovest conseguente al suo modellamento glacioeustatico.

Le maggiori differenze vanno immaginate ancora per l'area della Pianura di Pisa che dovette essere solcata da corsi fluviali molto più ricchi d'acqua di quelli attuali e a regime più costante, visto che durante l'arida stagione estiva l'Arno poteva venire rifornito anche dall'ablazione dei ghiacciai del crinale appenninico e tramite il Serchio, un ramo del quale confluiva in Arno ad Est del Monte Pisano, anche dai ghiacciai delle Alpi

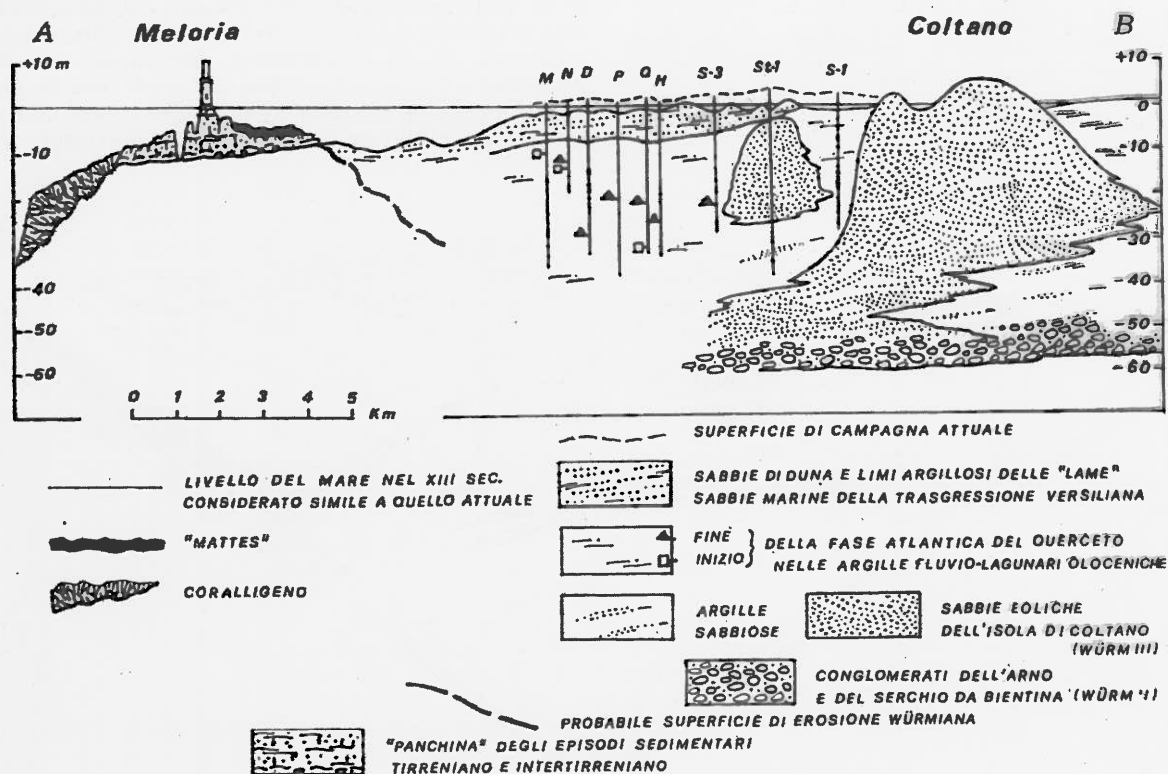


Fig. 9 - Sezione geologica tra la Meloria e Coltano (le altezze sono ingrandite di 100 volte rispetto alle lunghezze per rendere leggibile il disegno), da Mazzanti *et al.*, 1984.

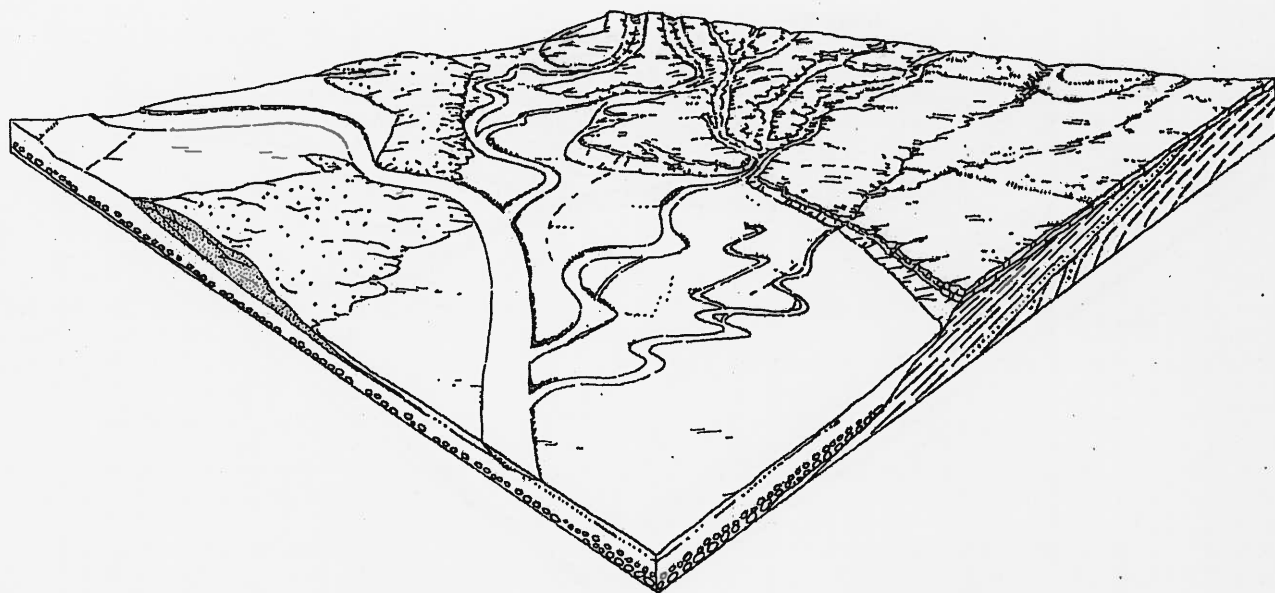


Fig. 10 - Würm III.

Apuane. Nell'area più ristretta della Figura 10 il mare ovviamente non compare mentre è rappresentato un ramo dell'Arno che supera gli affioramenti delle Sabbie di Vicarello tra le paleodune di Castagnolo e di Coltano, verosimilmente separate fin dall'origine.

Nella cronostratigrafia isotopica del $\delta^{18}O$ (Emiliani, 1955; Shackleton, 1995) questo livello corrisponde allo stadio 2 di 18.000 anni or sono.

Tardiglaciale Würm III e Olocene (Fig. 11)

Con il superamento dell'acme glaciale di Würm III il livello del mare ha iniziato un andamento prevalente di risalita con variazioni di velocità e qualche fase minore di riabbassamento. Maggiori indicazioni si hanno dall'entrata in funzione dei moderni mareometri, intorno alla metà dell'Ottocento, che ne hanno registrato il continuo sollevamento, segno evidente del generale riscaldamento climatico.

Le perforazioni del sottosuolo dell'area compresa tra il litorale attuale e Coltano con l'esame degli spettri polinici eseguiti dalla Galletti Fancelli (1979) hanno messo in evidenza tra -30 e -20 m di quota la presenza di torba e limo di facies palustre con le caratteristiche associazioni dell'inizio e della fine dell'olocenica fase atlantica del Querceto. La formazione di queste paludi si inserisce bene nel tratto litoraneo di una grande valle fluviale, come quella dell'Arno, in una fase di sollevamento eustatico marino.

Gli stessi sondaggi hanno rivelato la presenza di depositi di spiaggia e di mare sottile a iniziare da quote di -13 e -10 m: si tratta della trasgressione, nota in genere come "versiliana" (o "fiandriana"), che ha portato il livello del mare alla quota attuale.

La localizzazione dei sondaggi di cui sopra e la precisazione dei siti nei quali sono stati rinvenuti resti archeologici hanno permesso di ricostruire l'andamen-

to del Litorale Versiliese-Pisano ad iniziare dall'VIII secolo a.C. (Mazzanti *et al.*, 1990). Per il tratto più meridionale di questo litorale i punti di riferimento sono la Gronda dei Lupi, con l'emergenza dei livelli I e II di "Panchina", quale limite roccioso verso SE, e l'emergenza delle Sabbie di Vicarello negli affioramenti di Castagnolo e di Coltano (e di quello del Palazzetto a Nord dell'attuale corso dell'Arno), ostacoli verso Est, cioè verso l'entroterra, al superamento da parte della trasgressione olocenica (episodio sedimentario corrispondente al Versiliano di Blanc, 1934).

Il raffronto tra la Figura 1 e la 11 evidenzia che tra il secolo VIII a.C. e il Settecento, mentre le condizioni del Terrazzo di Livorno sono rimaste praticamente immutate (ovviamente salvo la costruzione della città col suo porto), il litorale a NO della Gronda dei Lupi ha registrato l'emersione per circa 6 km di una successione di lidi, paralleli all'antica linea di riva. Questo fenomeno, essendo in netto contrasto con il contemporaneo innalzamento del livello del mare, indica un incremento drastico dell'apporto sedimentario al litorale stesso, il maggiore rifornitore del quale va considerato l'Arno, sia dalla bocca medievale e moderna sia da quella esistita presso S. Piero a Grado; cioè, almeno, fino al I secolo d.C. o, con minore certezza, da un'altra bocca situata poco ad occidente della paleoduna di Castagnolo, sfocio in mare del corso di questo fiume che ha deposto le Sabbie di Le Rene prima di incanalarsi nell'avvallamento morfologico presente, appunto, tra le paleodune di Castagnolo e di Coltano (Dall'Ancona & Mazzanti, 2001).

Il grande incremento dell'apporto solido dell'Arno, già registrabile con l'emersione dei primi lidi deltizi intorno al II-I secolo a.C. (Dall'Ancona & Mazzanti, 2001), non sembrando giustificabile con un adeguato aumento delle precipitazioni da quel periodo, è stato attribuito a

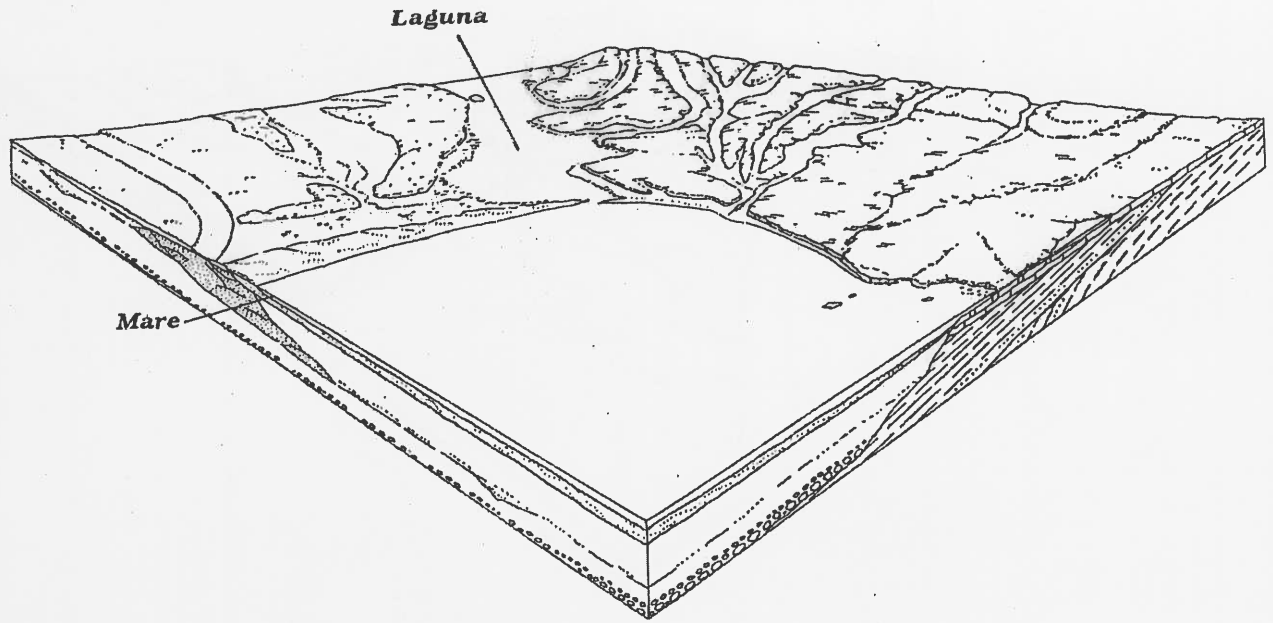


Fig. 11 - Situazione al massimo locale raggiunto dalla trasgressione versiliana (circa VIII sec. a.C.).

cause antropiche; in primo luogo alla deforestazione collegata specialmente con lo sviluppo delle civiltà etrusca e romana.

Preliminari riguardo la tettonica

Delle tre principali variabili (tettonica, climatica, antropica), che attualmente vengono considerate interferire nello sviluppo geomorfologico dei paesaggi, in questa nota ci siamo subito sbarazzati dell'ultima con il riferimento alla situazione di circa la metà del Settecento. Si tratta di una semplificazione utile, diminuendo a due le variabili di un sistema molto complesso, e lecita solamente qualora non si dimentichi che in realtà la grande aggradazione del litorale Versiliese-Pisano dal II-I sec. a.C. alla metà dell'Ottocento è in definitiva spiegabile solo come conseguenza delle attività umane, anche se non operate strettamente nell'area presa in esame. In particolare su quest'ultimo argomento e sopra le opere di bonifica, che hanno ripetutamente influito su fondamentali assetti idraulici della Pianura di Pisa, recentemente le conoscenze sono state notevolmente arricchite da contributi spesso eseguiti in collaborazione tra naturalisti e storici; fra tutti valga il richiamo ai più recenti, cioè alla Memoria 50 della Società Geografica Italiana a cura di Mazzanti (1994) sulla Pianura di Pisa e i rilievi contermini ed al volume su Tombolo, coordinato da Paglialunga (2001), per gli aspetti più vicini all'area qui in studio. D'altra parte anche le variabili tettoniche e climatiche, collegate all'evoluzione del paesaggio in esame, sono state ampiamente trattate nei due volumi ricordati, che contengono nelle bibliografie l'elenco di altri contributi ora non menzionati per brevità.

La finalità maggiore della presente nota non consiste

tanto nel proporre nuovi contributi alle conoscenze già acquisite sulle variabili, tettonica e clima, dello sviluppo del paesaggio in studio quanto di esaminarle separatamente nel tentativo di riuscire a precisarne meglio cosa spetti all'una e cosa all'altra. A quest'ultimo scopo i dintorni della Gronda dei Lupi offrono la non frequente occasione di spiegare le vicende stratigrafiche succedutesi negli ultimi 125.000 anni, come è stato fatto nelle pagine precedenti, senza il bisogno di ricorrere a nessuna attività tettonica. Ma l'aver tolta la necessità della variabile tettonica non significa certamente che quest'area possa esserne considerata del tutto esente. Passiamo quindi sinteticamente in rassegna quanto noto su questo argomento per la cui discussione sarà indispensabile allargare l'area da esaminare ben oltre le pianure di Pisa e della Versilia, sia verso il crinale dell'Appennino Settentrionale, sia verso la piattaforma continentale del Tirreno Settentrionale, cioè verso le aree che circondano il Bacino Versiliese-Pisano.

GEOMORFOLOGIA DEL BACINO VERSILIESE-PISANO

Introduzione

La Figura 12, tratta da Mazzanti (1997) rappresenta le isobate del tetto, ove sommerso, delle rocce preneogene: queste isobate sono state ottenute da campagne geofisiche nel Tirreno Settentrionale eseguite per conto del CNR (1992) e in Toscana per conto dell'AGIP (Ghelardoni *et al.*, 1968). In questa Figura inoltre sono indicati in grigio scuro gli affioramenti delle rocce appartenenti a questa prima categoria e corrispondenti al "substrato profondo" nel sottosuolo della Pianura di

Pisa (secondo Fancelli *et al.*, 1986); in grigio chiaro gli affioramenti dei depositi del Miocene sup.-Pleistocene inf. la cui sedimentazione è collegata alla tettonica distensiva post-collisionale, definiti "substrato intermedio" nel sottosuolo della Pianura di Pisa, e gli affioramenti dei depositi del Pleistocene medio-sup., collegati in prevalenza agli sviluppi dell'eustatismo glaciomarino e indicati nel sottosuolo della Pianura di Pisa come "substrato superiore"; infine in bianco sono indicate le aree occupate dai depositi superficiali olocenici e quelle sommerse dal mare.

Le successioni stratigrafiche corrispondenti al "substrato profondo", ovviamente non solo della Pianura di Pisa ma di tutto il Bacino Versiliese-Pisano, affiorano, relativamente ai suoi dintorni, nei monti in destra e sinistra della bassa Val di Magra, nelle Alpi Apuane, nei Monti d'oltre Serchio, nel Monte Pisano, nei Monti di Casciana Terme e nei Monti Livornesi, fanno parte dei complessi stratigrafici del Dominio Toscano, del Dominio Subligure e del Dominio Ligure. L'impilamento di questi complessi stratigrafici nell'edificio appenninico è precedente allo sviluppo della tettonica post-collisionale, pertanto in questa nota, almeno inizialmente, non interessa il loro riconoscimento stratigrafico di dettaglio.

La successione stratigrafica del "substrato intermedio" è ben esposta lungo la "Strada degli Archi" nelle Colline Livornesi circa 2 km a Sud della Gronda dei Lupi, affiora inoltre nella bassa Val di Magra.

La successione stratigrafica del "substrato superiore" è stata già descritta in dettaglio nei capitoli precedenti sulla base di limitati affioramenti e delle stratigrafie dei pozzi studiate dalla Galletti Fancelli (1979).

Prima di passare alla schematica descrizione della stratigrafia del "substrato intermedio" va precisato che non esistono soluzioni geomorfologiche per differenziare una Pianura di Pisa da una Pianura Versiliese mentre la depressione tettonica sulla quale si estende quest'unica pianura si continua per circa 25 km verso NO in Val di Magra e per altrettanti verso Sud nelle colline delle valli di Tora e di Fine e, ancora per più chilometri, nella Valdera. L'allineamento NO-SE di questa grande depressione è quindi di più di 100 km mentre quello trasversale sorpassa i 30 km in corrispondenza delle dorsali sommerse di Maestra e della Meloria (Fig. 12). Gran parte di questa grande depressione attualmente è sommersa dal mare o ricoperta da sedimenti olocenici fluviali, lacustro-palustri, eolici e di spiaggia; solo alle estremità SE e NO, in paesaggi collinari, affiorano i sedimenti del Miocene sup.-Pleistocene inf. Questi, come indicato qui sopra, è verosimile che si continuino nel suo sottosuolo, tanto più che questa disposizione è confermata dall'andamento delle loro immersioni, appunto verso la pianura. In questa situazione i dati delle perforazioni e della geofisica risultano indispensabili; essi vanno comunque correlati con quanto è possibile trarre dalla superficie, per cui è utile, in modo particolare per quanto riguarda il "substrato intermedio", riferirsi alle successioni stratigrafiche del Tora-Fine e della bassa Val di Magra. Un riferimento anche alle successioni stratigrafiche della Valdera può essere necessario in un secondo tempo, dopo che saranno state

esaminate in maggiore dettaglio le indicazioni traibili dai dati delle perforazioni profonde, della geofisica e dei lineamenti tettonici risultati dagli studi più recenti. Per ora è utile, sulla base di quanto indicato da Ghelardoni *et al.* (1968), trascurare di occuparsi della Valdera in quanto: "Questa depressione non oltrepassa, a Nord, la valle dell'Arno".

La successione stratigrafica della Strada degli Archi, fra il Terrazzo di Livorno e la Val di Tora poco oltre la limite meridionale della Pianura di Pisa, ottimo riferimento per la conoscenza del "substrato intermedio"

Lungo la Strada degli Archi, tra il bivio per il Poggio Corbolone e Nugola (Fig. 13), la successione stratigrafica è la seguente a iniziare dalla formazione più antica, che affiora presso Monte Masso nel primo poggio a Sud; (Bossio *et al.*, 1999):

- 1 - Conglomerati di Villa Mirabella, sono un membro del Calcere di Rosignano, datato al Messiniano inf., ed hanno una facies marino-deltizia con spessori di alcune decine di metri; costituiscono localmente la base della trasgressione del Miocene sup. giacendo discordanti sopra le formazioni del Dominio Ligure.
- 2 - Formazione del T. Raquese (con *Pycnodonte navicularis*), si tratta di marne argillose e argille talora sabbiose di ambiente marino di piattaforma; sormontano in concordanza e continuità gli strati della formazione precedente ed hanno uno spessore di circa 200 m.
- 3 - Gessi: sono un membro della Formazione del Rio Sanguigna, in gran parte in banchi di cristalli geminati a ferro di lancia, cioè con giacitura primaria, più raramente in banchi di gesso detritico o rigenerato, alternati a banchi e strati di argilla; sormontano in concordanza e continuità la formazione precedente ed hanno uno spessore di circa 200 m.
- 4 - Grossi banchi e strati di arenarie, a grana da media a grossolana, con argille e argille sabbiose, nubi di ciottoli minuti ed episodiche lenti di gessi primari e secondari; si tratta del membro delle Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano della Formazione del F. Era Morta, di ambiente dulcicolo, salmastro e, talora, iperalino; sormontano, in concordanza ma non in continuità, gli strati della formazione precedente ma talora anche direttamente quelli della Formazione del T. Raquese per cui è verosimile che la loro deposizione, seguita alla precipitazione del maggiore livello di gessi, sia stata preceduta da una importante fase d'erosione fluviale. Questo livello, che presenta potenze assai diver-

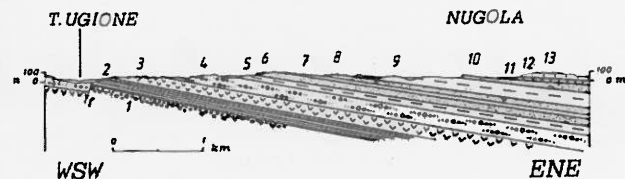


Fig. 13 - Sezione geologica della Strada degli Archi; il significato dei numeri è nel testo (da Giannelli *et al.*, 1982).

se da poche decine fino a oltre 200 m, ha offerto le faune caratteristiche della "facies di lago-mare" del Messiniano sup.

5-12 - Il livello 5, delle Argille azzurre, evidenzia una sedimentazione di mare profondo, con la quale viene fatto iniziare il Pliocene. Gli strati dei livelli 4 e 5 sono concordanti malgrado corrispondano ad un drastico cambiamento dell'ambiente di sedimentazione (da quello di acque dolci a quello di acque marine piuttosto profonde). Questo cambiamento oggi viene spiegato secondo il modello di una "trasgressione acqua su acqua": le acque dolci della depressione mediterranea del "lago-mare" sarebbero state rapidamente mescolate con acque marine di provenienza oceanica al riattivarsi delle comunicazioni con l'Atlantico. Nella sezione di Figura 13 ai livelli 7 e 9, ancora di Argille azzurre con caratteristiche non molto diverse da quelle del livello 5, si intercalano i due banchi (6 e 8) di Sabbie gialle con ciottoli e fossili di ambienti sia litorali che profondi e con accenni di classazione verticale dei clasti che ne suggeriscono la risedimentazione profonda da una prima deposizione costiera (Sabbie di Mazzolla). Questi due banchi sabbioso-conglomeratici intercalati ad argille di mare profondo sono indicativi di una instabilità tettonica di settori del fondo marino pliocenico. Lo studio dei Foraminiferi planctonici e delle Nannoflore ha permesso di riconoscere tutte le biozone del Pliocene inf. nelle Argille azzurre della sezione di Figura 13 e il passaggio al Pliocene medio negli strati superiori del livello 9. Il livello 10, di sabbie gialle (Formazione di Villamagna) di ambiente litoraneo, rientra ancora nel Pliocene medio e corrisponde alla fase regressiva del ciclo. La serie pliocenica presenta nel suo insieme uno spessore di circa 600 m. La formazione successiva delle Sabbie e argille ad *Arctica islandica* (livello 11 di Fig. 13) è trasgressiva sulla precedente. Essa presenta alla base "tasche" riempite di ciottoli denotanti un ambiente litoraneo con fossili del Pleistocene inf.: nella successione della Strada degli Archi, come del resto in tutta la Toscana, mancano i livelli corrispondenti al Pliocene sup. marino. Questa lacuna, dovuta ad interruzione nella sedimentazione o a completa erosione, è comunque conseguente ad emersione nel Pliocene sup. Il livello 12 di Figura 13 corrisponde alle Sabbie di Nugola Vecchia che coincidono con la fase regressiva del ciclo marino del Pleistocene inf., nell'insieme in questa località presentante uno spessore di circa 100 m.

In Figura 13 è rappresentato anche il livello 13, corrispondente al Terrazzo del Pleistocene medio, in questa località costituito dalla Formazione di Casa Poggio ai Lecci e presente al di sopra delle Sabbie di Nugola Vecchia a quota 75. Ma va precisato che questa formazione, coerentemente con la sua giacitura in terrazzo, poco più a Nord della Strada degli Archi si sovrappone, ovviamente in netta discordanza, a tutte le formazioni della successione stratigrafica del Miocene sup.-Pleistocene inf. di cui sopra, rientranti nell'ambito del "substrato intermedio" della Pianura di Pisa, e che comunque non è mai stata rintracciata dai pozzi eseguiti in quest'ultima.

Cenni sulla successione stratigrafica della bassa Val di Magra, unico riferimento affiorante utile per la conoscenza del "substrato intermedio" al limite NO del Bacino Versiliese-Pisano

Le condizioni di affioramento della successione stratigrafica, molto precarie, sono così descritte da Raggi (1988): "Nei tagli delle cave di argilla, situate presso Ponzano, e nelle gallerie della miniera di lignite di Sarzanello, sono stati incontrati i termini inferiori della successione lacustre, visibili anche in alcuni piccoli affioramenti e tagli artificiali lungo l'alveo del Rio Albachiaro presso Caniparola, nelle valli del Canale di Turì e del Torrente Falcinello.

La parte inferiore del deposito, rappresentata in prevalenza da argille con abbondanti faune a gasteropodi d'acqua dolce e con strati lignitiferi, ha uno spessore valutabile in una quarantina di metri, seguono alternanze di strati ghiaioso-conglomeratici ed argilloso sabbiosi che rappresentano le facies di colmamento del lago". Queste ultime secondo Federici (1980) avrebbero uno spessore di 120 m, che, con i circa 40 m delle argille sottostanti, indica per questa successione un'origine sicuramente da subsidenza tettonica. L'attribuzione al Rusciniense delle argille basali per la presenza di *Dicerorhinus megarhinus* (Federici, 1980) è confermata dalle associazioni polliniche ricche di elementi tropicali-subtropicali che ben si inquadrano nel clima noto nell'area mediterranea per la parte inferiore del Pliocene (Bertoldi, 1995). Meno definita rimane la cronologia dei livelli superiori, privi di fossili, di questa successione lacustre-fluviale che, comunque, è ricoperta in discordanza dai conglomerati a ciottoli in prevalenza di Macigno, talora pedogenizzati da un paleosuolo piuttosto evoluto (Federici, 1978), per i quali è verosimile una deposizione nell'ambito del Pleistocene medio.

Tettonica

In Figura 12 sono segnate schematicamente le faglie principali che hanno interessato sedimenti del Neogene e Pleistocene, risultate da rilevamenti geologici di superficie (con triangoli neri sul labbro ribassato) o strettamente deducibili dall'andamento delle isobate nella figura stessa o da altri indizi (con triangoli bianchi sul labbro ribassato). Evidenti sono le strutture a *Graben* delle depressioni tettoniche del Tora-Fine (da Giannini, 1962) e della Valdera (da Mazzanti, 1961) delimitate da faglie, riconosciute di tipo diretto nei rilevamenti di campagna, e il lungo allineamento di faglie che separa la depressione della Val di Magra-Pianura Versiliese-Pisana dalle Alpi Apuane-Monti d'oltre Serchio-Monte Pisano, sollevati in modo evidente. Infine, nel piccolo riquadro di Figura 13 sono segnate le principali "linee tettoniche trasversali", la necessità della presenza delle quali è un argomento ricorrente nella letteratura geologica e attualmente anche geofisica. A questo proposito già Ghelardoni *et al.* (1968) scrivevano: "Come è noto, alcuni autori hanno fatto l'ipotesi che la bassa pianura dell'Arno sia sede di un accidente tettonico trasversale alle principali strutture appenniniche". Anche Merla (1952) riteneva probabile

la presenza di una parafora che, allineata tra Livorno e Pistoia, sbloccasse in profondità le successioni del Dominio Toscano, allora considerate autoctone; Ghelardoni (1965) accennava alla presenza di disturbi trasversali che, partendo dalla valle dell'Arno si congiungerebbero con la "linea del Reno" e sarebbero stati attivi in periodi sin-tetogenetici o anche post-tetogenetici; Bortolotti (1966) postulava l'esistenza della "linea Livorno-Sillaro", che avrebbe giocato un ruolo importante nella geologia regionale fin da tempi molto remoti, probabilmente durante la sedimentazione delle formazioni della successione mesozoica del Dominio Toscano.

Più specificamente Ambrosetti *et al.* (1978) così si esprimevano sull'argomento: "Un altro fatto rilevante è che anche le fosse più orientali, pur caratterizzate da un maggior sviluppo longitudinale rispetto a quelle dell'area occidentale, non risultano continue, ma sono suddivise in segmenti da strutture rilevate trasversali. Un esempio tipico è costituito dall'allineamento dei bacini della Val d'Elsa, di Siena, di Radicofani e Val di Tevere. Questi, pur costituendo un elemento strutturale unitario con uno sviluppo longitudinale di alcune centinaia di chilometri, appaiono separati da strutture rilevate trasversali, tra le quali citiamo la soglia di Monteriggioni e quella di Pienza. Queste soglie avranno un ruolo molto più importante nel Pliocene medio ma appaiono già delineate nel Pliocene inferiore".

Sull'argomento, nei riguardi dell'intervallo cronologico del Pliocene e del Quaternario, tornavano Bartolini *et al.* (1983) in questi termini: "A partire dal Tortoniano superiore si instaura in questa regione un nuovo stile dislocativo caratterizzato da movimenti prevalentemente verticali di blocchi rigidi, lungo faglie dirette. A questo stile, che denota una distensione nella direzione NE-SW, è collegato lo sprofondamento di fosse tettoniche, allungate in direzione NW-SE e sedi di sedimentazione rispettivamente marina, quelle occidentali, e continentale, quelle orientali. La formazione di questi bacini non è contemporanea ma procede in linea di massima da occidente ad oriente, anticipando l'evoluzione nello stesso senso del magmatismo toscano. La distensione plio-quaternaria ligure-tosco-laziale non è uniforme, ma si verifica a settori; essa appare guidata da linee trasversali, che in questo periodo non sembrano avere un ruolo attivo di trascorrenza destra o sinistra, quanto invece quello di separazione e di discontinuità fra un settore e l'altro. Le fosse tettoniche appaiono perciò divise in segmenti, ciascuno dei quali costituisce un bacino indipendente dall'altro". A proposito del bacino in esame, la Figura 3 nella nota di Bartolini *et al.* (1983) indica la "Livorno-Pistoia" tra le "fasce trasversali di deformazione e/o discontinuità". Essa è posta a separare il Bacino Versiliese-Pisano dai Monti Livornesi e dai bacini del Tora-Fine e dell'Era, ma nessun accenno, in sua corrispondenza, è indicato presente a riguardo di una soglia tra questi due ultimi bacini. Quanto sopra richiamava espressamente un ruolo non secondario delle linee trasversali nello sviluppo delle fosse longitudinali di sprofondamento tettonico, collegate alle fasi post-collisionali dell'Appennino Settentrionale. Queste faglie trasversali avrebbero

coinvolto le fosse longitudinali nella rotazione antioraria degli assi della catena, malgrado i rigetti spesso maggiori di duemila metri delle faglie dirette marginali a queste ultime. Il riquadro della Figura 12 mostra schematicamente la localizzazione delle principali tra queste linee tettoniche trasversali attraverso le loro intersezioni con la "Dorsale Medio Toscana". Questa dorsale nel riquadro di Figura 12 appare intersecata dalle linee tettoniche trasversali con rigetti orizzontali sinistri, sempre di alcuni chilometri, che ne avrebbero sbloccati i diversi tronconi durante la rotazione antioraria di cui sopra.

Considerazioni sui contributi dei sondaggi e della geofisica

Nell'ambito del Bacino Versiliese-Pisano e del Valdarno Inferiore tutte le notizie sui sondaggi profondi e sulla sismica a riflessione nell'area continentale finora prese in considerazione in questa nota si devono a Ghelardoni *et al.* (1968). È quest'ultimo un lavoro fondamentale che, pur essendo stato all'avanguardia per le conoscenze su stratigrafia e tettonica del Neogene e Quaternario, ovviamente risente oggi dei limiti di quanto era allora noto in questo campo di studi; inoltre l'esecuzione di quei sondaggi, avendo finalità di ricerca preliminare per accertamenti minerali, certamente non fu condotta con lo scopo principale di ottenere nuove informazioni stratigrafiche. Va inoltre precisato che la loro esecuzione si è svolta dal 1958 al 1967, con una prevalenza intorno al 1965 che verosimilmente corrisponde anche all'anno nel quale furono effettuate le prospezioni geofisiche.

Tenendo presente quanto sopra, sono possibili le seguenti considerazioni sulla validità attuale delle notizie stratigrafiche ottenibili da questi sondaggi profondi in riferimento alle tre differenti parti per le quali, diciotto anni dopo (Fancelli *et al.*, 1986), è stato proposto il riconoscimento delle tre unità nel substrato della Pianura di Pisa:

- substrato profondo: sono affidabili le quote di comparsa delle formazioni del Dominio Toscano e del Dominio Ligure; per il primo sono affidabili anche le attribuzioni alle singole formazioni, per il secondo, conformemente alle scarse conoscenze in quegli anni, resta solo un significato del tutto generico;
- substrato intermedio: a parte le determinazioni litologiche rimangono molte perplessità sui limiti tra Mio-Pliocene e Plio-Pleistocene;
- substrato superiore: nessuna indicazione è stata data a proposito del rinvenimento di formazioni del Pleistocene medio e del sup. né sull'esistenza del Conglomerato dell'Arno e del Serchio da Bientina che, nei dintorni dei pozzi "Zannone-1" e "Poggio-1" (rispettivamente Z e P in Fig. 12), invece è stata rintracciata dai numerosi pozzi indicati da Fancelli *et al.* (1986).

Comunque mette conto di ricordare le conclusioni alle quali Ghelardoni *et al.* (1968) giunsero sulla Pianura di Pisa, sul Valdarno Inferiore e sui loro substrati: "Essa si estende ad Occidente del Monte Pisano, dei Monti d'Oltre Serchio e delle Apuane meridionali. Corrisponde, per quanto se ne può dedurre dalla geolo-

gia di superficie, al prolungamento verso SE del *Graben* della val di Magra (osservazioni inedite di P. Elter), situato a Nord tra le strutture positive di Lerici-Portovenere e le Apuane. Sembra annullarsi verso Sud prima di giungere alle colline di Livorno e Ponsacco. Per quello che ci è dato ricostruire con i dati della sismica a riflessione e dei sondaggi, il substrato di questa pianura, specialmente nel tratto tra il Monte Pisano e il mare, si delinea nel modo seguente, procedendo da Est verso Ovest.

- 1) un ripido scalino di 500-700 metri interrompe bruscamente il degradare morfologico del Monte Pisano, immediatamente al di sotto delle alluvioni che vi si accostano;
- 2) una zona relativamente pianeggiante (fra -700 m e -800 m) all'incirca fino sotto Pisa;
- 3) infine, procedendo verso la costa, la depressione si approfondisce rapidamente, fino a superare i -2000 m in corrispondenza di Tirrenia e di Marina di Pisa".

A proposito delle principali fratture trasversali Ghelardoni *et al.* (1968) così precisano:

"Effettivamente, a parte l'interpretazione genetica, anche in base ai dati che oggi presentiamo, sembra indubbio che la bassa valle dell'Arno corrisponda ad una zona sede di fratture trasversali al livello del substrato pre-neogenico.

Infatti quasi tutte le strutture con direzione appenninica si intersecano o sono spostate di qualche chilometro in corrispondenza di tale zona".

Tali ipotetiche fratture trasversali, indicate da Ghelardoni *et al.* (1968) con le lettere α , β , γ in questa nota sono chiamate rispettivamente "Faglia di Coltano", "Faglia di Pontedera" e "Faglia di Palaia" (si veda in Fig. 12). Ancora secondo gli stessi Autori: "L'unica struttura, che si continua attraverso la bassa pianura dell'Arno, sembra essere il *Graben* del Serchio e della val d'Elsa, segno evidente che, come risulta anche da altri dati, si tratta di una depressione che ha continuato a sprofondare anche in tempi molto recenti".

Marroni *et al.* (1990), nel presentare la nuova carta geologica 1:25.000 delle Colline Pisane, tornavano sull'argomento dell'ipotetica continuazione nord-orientale della trasversale in esame: "Il confronto dei dati geofisici sulla struttura profonda del letto dei sedimenti neoautoctoni e dei dati stratigrafici ottenuti dai sondaggi pubblicati da Ghelardoni *et al.* (1968) con le acquisizioni specifiche sulla stratigrafia di superficie delle Colline Pisane e delle zone ad esse circostanti porta alle seguenti considerazioni:

- ai piedi SE del Monte Pisano e delle Cerbaie corrono due faglie trasversali (rispettivamente di "Bientina" e di "Fuocchio" in Figura 12) delle quali la seconda ha avuto una sicura componente verticale di circa 90 m negli ultimi 100-150.000 anni;
- la Dorsale Medio Toscana è probabile sia stata tagliata da una faglia trasversale all'altezza di Palaia, già attiva nella parte terminale del Miocene superiore;
- fra il Monte Pisano e i Monti di Casciana Terme il substrato pre-neoautoctono risale, pur senza giungere in superficie, ed ha costituito una zona di soglia emersa sicuramente durante quasi tutto il Miocene

superiore e sommersa a partire da un momento non ancora esattamente precisabile ma senza dubbio anteriore o corrispondente alla Zona a *Globorotalia puncticulata* del Pliocene inferiore".

Questa soglia fra Monte Pisano e Monti di Casciana Terme risulta dalla mancanza dei sedimenti del Miocene sup. nei pozzi Poggio-1, Zannone-1 e Pontedera-1 (P, Z, X, in Fig. 12) e dall'andamento delle isolinee delle anomalie di Bouger (Fig. 14) nel sottosuolo dell'area compresa circa tra Vicarello, Calcinaia, La Rotta e Fauglia. Inoltre la considerazione più decisiva in favore dell'esistenza di una soglia nel sottosuolo di quest'area, capace di separare lo sviluppo dei bacini di sprofondamento tettonico Versiliese-Pisano, di Lucca-Valdelsa, della Valdera e del Tora-Fine, consiste proprio nella presenza, nei settori meridionali e centrali di tutti questi bacini, di sedimenti del Miocene sup. che invece non sono stati rinvenuti dai sondaggi nell'area di soglia. Cantini *et al.* (2001) nella Figura 14 pongono la linea trasversale "Meloria-Bientina" con andamento unitario a dividere il Bacino Versiliese-Pisano e il Monte Pisano dal raggruppamento di SE dei Monti Livornesi-Bacino del Tora-Fine-Monti di Casciana Terme-Bacino dell'Era-Rilievo di Montaione-Sensano. Ghelardoni *et al.* (1968) ritengono questo lineamento trasversale suddiviso in tre tronconi, secondo quanto indicato sopra, sulla base della non corrispondenza degli assi tettonici principali sia delle strutture positive che delle negative, lungo la fascia delle dislocazioni trasversali. Risulta così evidente che la supposta linea trasversale, detta fra l'altro linea "Livorno-Pistoia" (Bartolini *et al.*, 1983), al piede NO dei Monti Livornesi e a SE del Monte Pisano attualmente non è continua, né sembra che lo sia stata dal Miocene sup., vale a dire da quando più argomenti documentano l'esistenza della soglia tra Monte Pisano e Monti di Casciana Terme.

Da un punto di vista di dinamica strutturale quanto sopra significa che la linea di dislocazione trasversale "Livorno-Pistoia", della quale in questa sede non interessa discutere l'esistenza e l'attività nei tempi anteriori al Miocene sup., con quest'ultimo e, verosimilmente, con l'instaurarsi nella Toscana Occidentale di un regime distensivo, non sembra (almeno nelle manifestazioni di tettonica superficiale) aver avuto un'attività unitaria. Tutt'al più la faglia del suo segmento di Coltano ha indirizzato passivamente lo sviluppo del margine SO del Bacino Versiliese-Pisano, lungo il prevalente sprofondamento del suo labbro settentrionale, mentre la faglia del segmento di Pontedera interessava il margine SE dello stesso bacino e quello NO del Bacino della Valdera; infine la faglia del segmento di Palaia probabilmente ha favorito l'apertura di una soglia tra quest'ultimo bacino e quello dell'Elsa, all'altezza di Palaia, attraverso la Dorsale Medio Toscana. Per quest'ultima faglia va comunque precisato che la sua attività non può essere andata oltre il Pliocene inf., non essendo minimamente tagliati i sedimenti della Formazione di Villamagna del Pliocene medio dei dintorni di Palaia (Marroni *et al.*, 1990; Dominici *et al.*, 1997).

Se la linea di dislocazione "Livorno-Pistoia" ha avuto

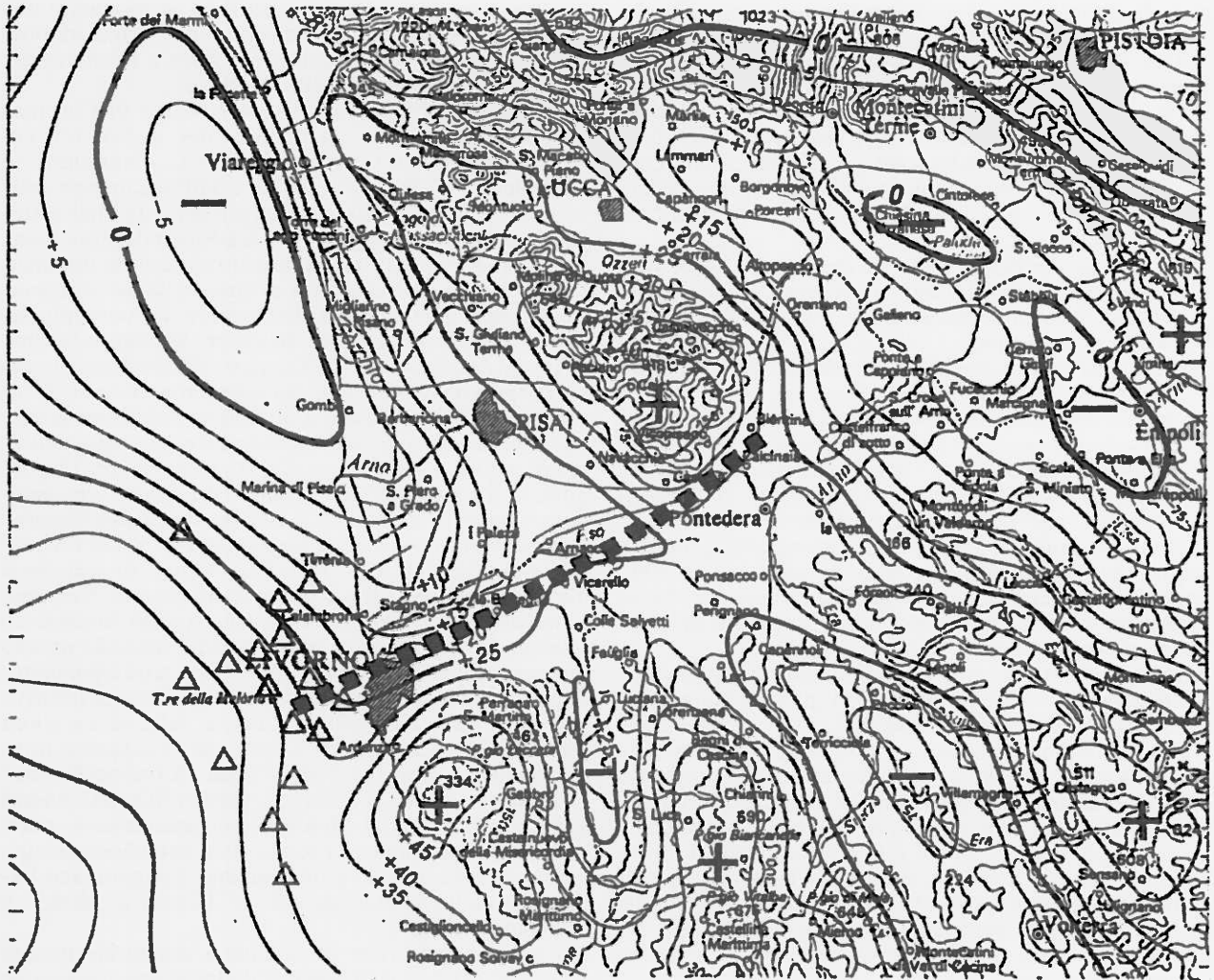


Fig. 14 - Carta delle Anomalie di Bouger del Valdarno Inferiore (da CNR, 1992 con modifiche da Cantini *et al.* 2001); i triangoli indicano gli epicentri dei terremoti degli ultimi 100 anni (da ING, 1990); l'insieme tratto da Cantini *et al.*, 2001.

un ruolo attivo di trascorrenza sinistra (Bartolini *et al.*, 1983), questo non sembra più documentabile dal Miocene sup., quando, con l'instaurarsi di un regime di distensione, l'area già interessata dalla sua attività si è trovata coinvolta in bacini di sprofondamento tettonico e in zone di alto (soglie) solo in parte dipendenti dai lineamenti tettonici precedenti (Dorsale Medio Toscana, e le stesse faglie della linea "Livorno-Pistoia") per giunta con fisionomia in parte o del tutto indipendente.

Tornando ora all'esame della Figura 14 (tratta dal lavoro di Cantini *et al.*, 2001, sul Bacino di Montecarlo nel Valdarno Inferiore e nei suoi contorni) si può osservare che le isolinee delle anomalie di Bouger, nel generale andamento NO-SE sia delle strutture positive sia delle negative, marcano allineamenti decisamente N-S in corrispondenza del fianco orientale dei Monti Livornesi, del Bacino del Tora-Fine e dei Monti di

Casciana Terme. Ciò in armonia con le prevalenti direzioni circa N-S delle faglie bordiere di quest'ultimo bacino, che sembra non estendersi fino nel sottosuolo di Collesalveti e comunque appare interrotto, presso Vicarello, in corrispondenza del tratto E-O dell'isolinea +25, dove la Figura 14 segnala la linea trasversale "Meloria-Bientina", non lontano dall'allineamento della faglia trasversale di Pontedera di Ghelardoni *et al.* (1968). Quest'ultima linea trasversale, continua o spezzata in diversi segmenti, comunque è affiancata ad un'area di soglia che ha separato, per quasi tutto il Miocene sup., i tre diversi bacini di sprofondamento tettonico: il Versiliese-Pisano, quello della Valdera e quello del Tora-Fine. Sia i rilevamenti di superficie (Marroni *et al.*, 1990) sia la stratigrafia del sondaggio Poggio-1, molto vicino a Vicarello, indicano che questa soglia fu sommersa dal mare tra il Pliocene inf. e il medio per cui i tre bacini divennero comunicanti. Il

progressivo superamento verso Est dell'area di soglia (sondaggi Zannone-1, in corrispondenza del culmine, e Pontedera-1 sul fianco orientale) permisero alle acque marine di raggiungere il Bacino di Lucca-Valdelsa anche da questo varco della Dorsale Medio Toscana. I sedimenti del Pliocene medio di tutti i bacini considerati mostrano caratteristiche generali di un andamento regressivo, malgrado alcuni molto minori episodi trasgressivi probabilmente collegati a fasi di glacioeustatismo positivo (Dominici *et al.*, 1997); con il Pliocene sup. il sollevamento epirogenetico in sviluppo dalla Toscana Meridionale ha ormai raggiunto tutti i bacini dell'area in esame, che sono emersi. A questo riguardo attualmente non esistono precise informazioni su questo intervallo cronologico né per il sottosuolo del Bacino Versiliese-Pisano né per quello dei fondali del Tirreno Settentrionale.

Una ripresa di sprofondamenti tettonici, denunciante un proseguimento di attività dello stiramento crostale, è indicata dallo sviluppo del ciclo sedimentario marino del Pleistocene inf., presente nelle Colline Livornesi, secondo quanto indicato per la stratigrafia della Strada degli Archi, e nelle Colline Pisane, con analoga stratigrafia (Marroni *et al.*, 1990; Dominici *et al.*, 1997). Inoltre nelle Colline delle Cerbaie Cantini *et al.* (2001) riferiscono al Pliocene sup.-Pleistocene inf. i depositi fluvio-lacustri, con due sporadici episodi marini che affiorano alla base di quel gruppo collinare.

Mazzanti (1995), in uno studio eseguito su tutta la Toscana a Sud dell'Arno, dopo aver rilevato la presenza di importanti faglie dirette nei sedimenti del Pleistocene inf., dichiara di non avere riscontrato specchi di faglia in sedimenti a questi più recenti. Inoltre presenta le seguenti conclusioni sui movimenti tettonici deducibili dalle dislocazioni rientranti nell'area di Figura 12:

Pleistocene inferiore:

- il ciclo stratigrafico marino santerniano-emiliano è conosciuto con spessori ben documentati paleontologicamente di almeno 300 m e meno documentati di 360 m;
- i depositi di questo ciclo giacciono tra i circa -480 m del Pozzo Poggio-1 e i +250 di Ceppato nel Valdarno Inferiore, con un dislivello di circa 730 m;
- la mancanza della conoscenza del livello del mare, che tra l'altro può avere notevolmente oscillato, nell'intervallo cronologico Santerniano-Emiliano non consente calcoli precisi sugli sprofondamenti e sollevamenti subiti dai depositi di questo ciclo, ma le quote estreme alle quali questi ultimi sono stati rintracciati indicano con certezza che si sono verificati entrambi;
- l'entità degli sprofondamenti assicura sulla necessità di una notevole componente di subsidenza tettonica verosimilmente collegata ai sistemi di faglie di distensione ipotizzabili al piede delle Apuane in Versilia, dei Monti d'Oltre Serchio e del Monte Pisano nel Valdarno Inferiore;

Pleistocene medio:

- la giacitura della superficie superiore della formazione di Casa Poggio ai Lecci (uno dei membri del Terrazzo del Pleistocene medio) in parte del

Valdarno Inferiore permette di ipotizzare la presenza di due faglie (rispettivamente di Bientina e di Fucecchio in Figura 12) al di sotto di depositi alluvionali (Sestini, 1929; Trevisan *et al.*, 1971; Federici, 1987; Federici & Mazzanti, 1988; Cantini *et al.*, 2001). Infatti questa superficie dai circa 100 m di Faglia scende a circa 30 m nelle colline direttamente in sinistra d'Arno per risalire di nuovo bruscamente fino a circa 100 m nelle colline direttamente in destra d'Arno e ridiscendere a circa 30 m al limite orientale della pianura un tempo occupata dal lago, ora prosciugato, di Bientina, che si prolungava fino al piede del Monte Pisano. La faglia di Bientina avrebbe, secondo questa ipotesi, una direzione N40, l'altra una direzione N65, il rigetto verticale si aggirerebbe in entrambe in non meno di 60 m e l'attività risulterebbe contemporanea o posteriore al Pleistocene medio, avendo interessato i sedimenti di questo intervallo cronologico.

Se le faglie di Bientina e di Fucecchio esistessero, fatto indicato come molto probabile, esse si sovrapporrebbero alla linea "Livorno-Pistoia" e in pratica ne indicherebbero un'attività molto recente, contemporanea o addirittura posteriore al Pleistocene medio, secondo quanto precisato sopra. Bossio *et al.* (1999) nelle conclusioni sui rapporti tra lineamenti tettonici longitudinali e trasversali nel Bacino del Tora-Fine così concludono, dopo aver constatata l'essenziale concordanza di stratificazione dai sedimenti del Miocene sup. a quelli del Pliocene medio nel Bacino del Tora-Fine (ben evidente, tra l'altro, anche nella successione stratigrafica lungo la Strada degli Archi): "Sia la continuità di sedimentazione che la diminuzione di inclinazione degli strati sono ambedue interpretabili come effetti di una faglia diretta rotazionale o di un sistema di faglie rotazionali, attive fin dal Messiniano, e collocate sul fianco orientale del bacino del Tora-Fine.

La presenza di faglie dirette a geometria listrica sul bordo orientale dei bacini neogenici toscani è stata inoltre sostenuta da diversi altri Autori, sulla base di dati di campagna, sismica a riflessione e/o sulla base di considerazioni di carattere regionale (Lavecchia *et al.*, 1984). L'attività sin-sedimentaria delle faglie dirette implica inoltre che, all'interno del bacino del Tora-Fine, si stesse progressivamente creando nuovo spazio, nell'intervallo di tempo compreso tra il Miocene superiore ed il Pliocene inferiore; ne consegue che il regime tettonico doveva essere di carattere distensivo. Ciò, d'altra parte, è bene evidenziato dal fatto che il Graben del Tora-Fine è interessato, al centro, dalla risalita del piccolo *Horst* di Valperga, cioè da una salita in affioramento del substrato pre-neogenico secondo gli schemi classici delle grandi strutture di distensione...

In questo quadro, la deformazione duttile che interessa i sedimenti neogenici può essere riferita alla geometria concava delle faglie dirette, come anche sperimentalmente dimostrato (Mc Clay & Ellis, 1987). Le faglie coniugate antiappenniniche trascorrenti, con loro relative meso-strutture, possono quindi essere interpretate come strutture di trasferimento (Gibbs, 1984) sviluppatesi contemporaneamente alle faglie dirette a cui esse sono associate".

Le interpretazioni più recenti di profili geofisici di sismica a riflessione su bacini costieri neogenico-quadernari

Mariani & Prato (1992), nelle loro Figure 2 e 3 riportate in Figura 15a, b, offrono, nel dettaglio della parte centro-meridionale del Bacino Versiliense-Pisano, l'interpretazione più aggiornata delle isocrone base della serie neogenica ottenute attraverso le sequenze sismiche. Queste ultime sono le seguenti:

– “SEQUENZA I: mostra riflessioni piano parallele con continuità da bassa a moderata ed ampiezza variabile. Litologicamente corrisponde ad alternanze di sabbie ed argille del Pleistocene. L'ambiente è litorale. Tettonicamente appare quasi indisturbata.

Orizzonte sismico A: è il top della sequenza II ed è costituito da una superficie di unconformity”.

Per questa sequenza è arduo azzardare precise correlazioni con quanto noto dalla superficie e dai sondaggi dei dintorni del Lago di Massaciuccoli, recentemente riesaminati da Federici e Mazzanti (1995): come correlazione generale si può trattare dell'insieme dei depositi würmiani ed olocenici, senza potere escludere la presenza di qualche livello stratigrafico del Pleistocene medio.

– “SEQUENZA II: presenta riflessioni con buona ampiezza e continuità, andamento sigmoidale. Litologicamente è costituita da alternanze di argille e sabbie deltizie di età Pleistocenica.

Orizzonte sismico B: è il top della sequenza III”.

Questa sequenza può essere identificata con il ciclo del Santerniano-Emiliano, noto negli affioramenti della Strada degli Archi.

– “SEQUENZA III: mostra riflessioni piano-parallele con buona ampiezza e continuità. Litologicamente è costituita da alternanze di argille dal Pliocene medio-sup. al Pleistocene, di ambiente neritico-inferiore. Si può suddividere in due sequenze separate da una “non angular unconformity”. Nella zona offshore tirrenica la sequenza nel suo complesso è maggiormente tettonizzata in quanto interessata da faglie normali.

Orizzonte sismico C: è il top della sequenza IV”.

Nei confronti della successione stratigrafica della Strada degli Archi questa sequenza non trova un riferimento preciso in quanto in quest'ultima non sono presenti livelli del Pliocene sup. mentre quelli del Pleistocene inf. vi giacciono in discordanza angolare, per cui sembra corretto riferirli alla sequenza II. Il fatto che questa sequenza III mostri al suo interno una “non angular unconformity” potrebbe essere spiegato con la presenza, al di sopra di quest'ultima, del ciclo stratigrafico indipendente che, nella Maremma a Sud del Fiume Cecina, è stato rintracciato in più località e data-to nell'ambito del Pliocene medio, anche se talora la sua base, trasgressiva su sedimenti del Pliocene inf., contiene una prima parte di strati ancora rientranti nella zona superiore di questo intervallo cronologico (Bossio *et al.* 1993). Argnani *et al.* (1997) nella loro Figura 3 indicano per l'area di Pisa una successione di sedimenti marini dal Pliocene inf. fino al Pleistocene sup.-Olocene, quindi comprendente anche la Zona a

Globorotalia inflata, non presente per lacuna nella successione della Strada degli Archi, né mai rinvenuta in Toscana (Dallan & Salvatorini, 1967; Bossio *et al.*, 1993).

– “SEQUENZA IV: ha riflessioni piano-parallele a forte ampiezza e continuità. Litologicamente è costituita da alternanze di bancate sabbiose ed argille depositatesi in un ambiente neritico medio-inferiore e aventi un'età pliocenica inferiore. Si estende prevalentemente nella fascia costiera.

Orizzonte sismico D: è il top della sequenza V ed è una superficie di unconformity angolare verificata anche da dati di pozzi”.

Rispetto alla successione affiorante alla Strada degli Archi questa sequenza può essere correlata con i livelli da 5 a 8 e, probabilmente con la parte inferiore del 9; comprenderebbe così i livelli appartenenti al Pliocene inf. delle Argille azzurre con le intercalazioni dei banchi 6 ed 8 delle Sabbie di Mazzolla.

– “SEQUENZA V: mostra riflessioni discontinue ad ampiezza da bassa a moderata. La litologia è un'alternanza di sabbie ed argille del Messiniano depositatesi in un ambiente litorale.

Orizzonte sismico E (riferibile al livello “Z” di Zitellini *et al.*): è una superficie di unconformity sismicamente visibile solo ai bordi del bacino. Costituisce la base della serie”.

Il riferimento di questa sequenza ai livelli 1-4 della successione della Strada degli Archi, almeno in prima istanza, sembra ovvio.

– “SEQUENZA VI: (riferibile alla UNITÀ SISMICA C) è il basamento sismico e si presenta prevalentemente sordo e solo, talora con scarsi segnali. Età dal Miocene inferiore-Oligocene”.

Il confronto fra le cartine delle Figure 12 e 15a, malgrado le differenze di stile nei disegni e dei riferimenti geografici molto più abbondanti nella prima, è utile per una integrazione sulle conoscenze del sottosuolo della zona, tanto più che queste cartine, pur provenendo dalle stesse fonti di informazioni, sono state redatte da ricercatori che non si conoscevano. È evidente, astraendo da qualche particolare, la concordanza dei lineamenti tettonici generali che comunque risultano con maggiore specificazione nella Figura 15a, per la minore equidistanza delle isocrone in msec (T.W.T.) rappresentate.

Entrambe le cartine mostrano un netto cambiamento all'altezza di Cascina del lineamento tettonico che limita a oriente il Bacino Versiliense-Pisano (d'ora innanzi faglia “Bordiera orientale”): a direzione NO-SE a Nord di Cascina e a direzione N-S a Sud, dove si affianca a un'area di anomalie positive confermate dalla, già citata, risalita del substrato pre-neogenico, evidente continuazione della struttura del Monte Pisano, palesata anche dal pozzo Zannone-1, nel sottosuolo della pianura tra questo monte e le Colline Pisane. In Figura 15a la faglia Bordiera orientale è segnata attestarsi alla “Livorno-Sillaro” oltre la quale inizia il Bacino della Valdera, con le sue anomalie negative e le faglie bordanti a direzione NNO-SSE. La Figura 12 non riporta la “Trasversale Livornese” (in questa ridda di nomi concedetemi la libertà di usarne uno nuovo e meno impegnativo!) ma indica il prolungarsi della faglia

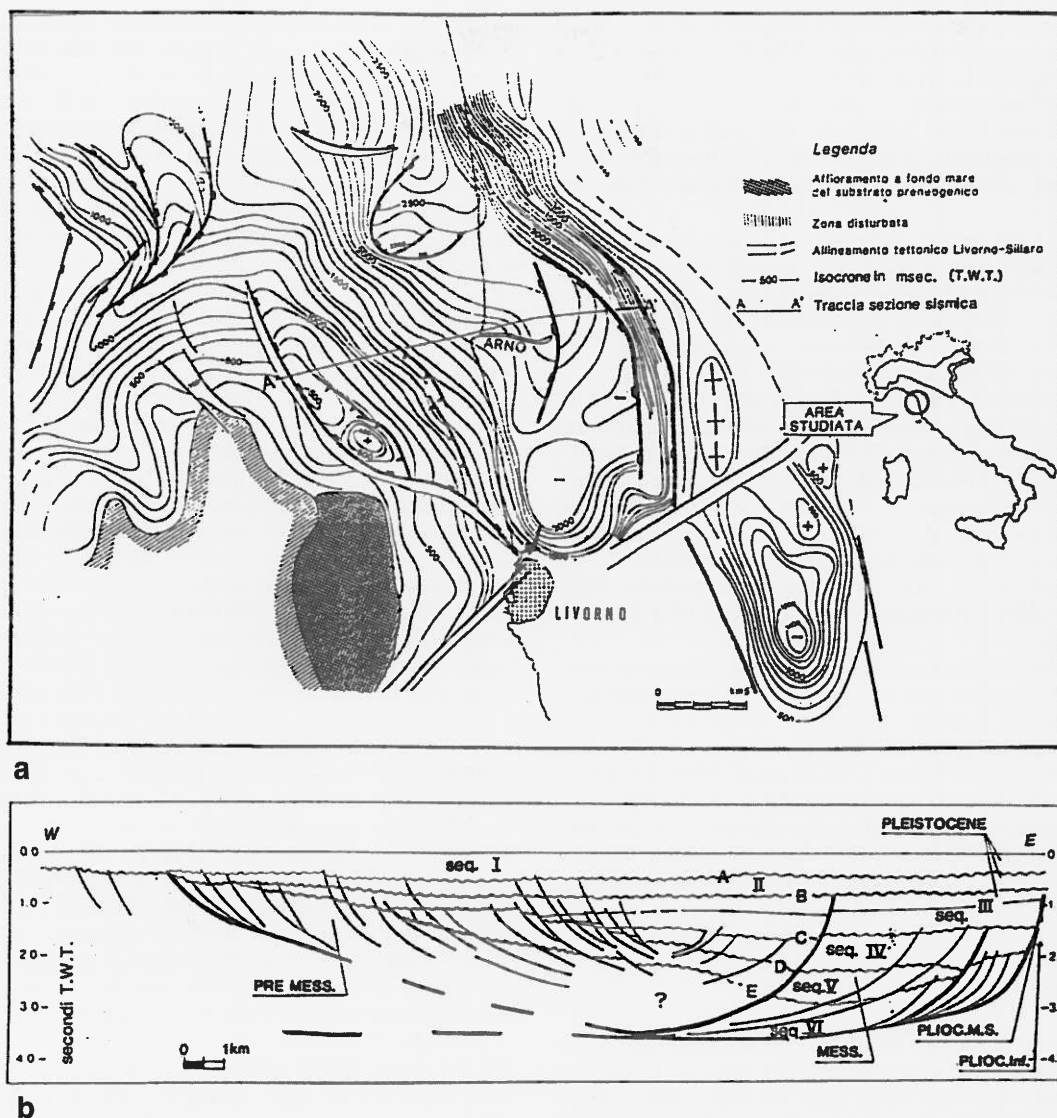


Fig. 15 - a: Carta delle isocrone in msec. (T.W.T.) da Mariani e Prato (1992); b: Sezione geologica ricavata dalla carta precedente e dall'interpretazione delle sequenze sismiche rilevate dagli stessi Autori.

Bordiera orientale del Bacino Versiliese-Pisano con il lineamento che borda, ancora ad oriente, il *Graben* del Tora-Fine, pure con direzione circa N-S. Tornando adesso alla Figura 15a si può notare che anche le altre due faglie (rispettivamente "Pisana" e di "Asse bacino"), circa parallele alla Bordiera orientale e segnalate più ad occidente, cambiano le loro direzioni, analogamente alla Bordiera orientale, circa all'altezza del parallelo tra Bocca d'Arno e Cascina. Non solo, tra queste due faglie le isocrone T.W.T. marcano due minimi negativi: uno centrato circa 5 km a Nord di Livorno, con andamento ellissoidale N-S (Minimo del Calambrone), e l'altro centrato circa 6 km a NE del precedente (Minimo di Cascina E). Nell'insieme la Figura 15a, nei confronti della 12, segnala un fondo pre-neo-

genico del Bacino Versiliese-Pisano assai meno regolare e a orientazione prevalente N-S del lineamento positivo circondante la faglia "Pisana" e i due falsipiani negativi (Minimo del Calambrone e di Cascina E) a occidente della faglia di "Asse di bacino". Questa parte meridionale del Bacino Versiliese-Pisano ha dunque asse N-S, identico all'asse N-S del Bacino del Tora-Fine ed alle masse centrali dei Monti Livornesi e dei Monti di Cascina Terme, come è stato indicato in precedenza. Ciò non ostante la quasi certa presenza della "Trasversale Livornese" che, malgrado non sia mai osservabile in superficie, viene segnalata proprio dagli spostamenti sinistri degli assi delle strutture che le si attestano contro. Sull'argomento in esame è utile richiamare rapidamen-

te anche quanto presentato da Lazzarotto *et al.* (1995) su una nuova interpretazione delle linee sismiche a riflessione L105, L107 e L114 della zona compresa tra le isole di Pianosa, di Capraia e la costa toscana. Sono state riconosciute, dal punto di vista sismo-stratigrafico, quattro sequenze deposizionali sviluppatesi tra il Miocene inf. e l'Attuale, che sono a iniziare dalla più profonda:

“sequenza 1, riferibile, almeno per la sua parte basale, al Burdigaliano sup.-Langhiano; questa sequenza prosegue verso ovest all'interno del Bacino Corso”;

“sequenza 2, riferibile al Tortoniano sup.-Messiniano”;

“sequenza 3, riferibile al Pliocene inf.-medio p.p.”;

“sequenza 4, riferibile al Pleistocene inf.-Attuale”.

Dopo il capitolo nel quale gli Autori discutono sopra gli argomenti che suggeriscono di considerare i sedimenti “epiliguri” della Toscana Meridionale come sviluppatasi nel contesto della tettonica distensiva post-collisionale, così concludono: “I sedimenti del Burdigaliano sup.-Tortoniano inf. del Tirreno settentrionale possono essere interpretati come primi sedimenti post-orogentici depositatisi in un ampio bacino sedimentario distensivo che si estendeva dalla Corsica alla Toscana meridionale.

L'evoluzione sedimentaria successiva al Miocene superiore basale sembra essere, dal punto di vista stratigrafico-strutturale, perfettamente in sintonia con quella della Toscana Meridionale fino al Pliocene medio. Dal Pliocene medio all'Attuale, la Toscana Meridionale, a differenza del Tirreno settentrionale, è stata interessata da un processo regionale di sollevamento che può trovare una giustificazione nella forte anomalia termica che caratterizza la parte interna dell'Appennino settentrionale”.

CONCLUSIONI

Dopo il primo capitolo nel quale i lineamenti stratigrafici locali dell'area a cavallo del Terrazzo di Livorno e della Pianura di Pisa sono stati tracciati senza alcun bisogno di ricorrere a considerazioni sulla evoluzione tettonica neogenica della Toscana, bensì richiamando concetti di evoluzioni morfologico-climatiche, il secondo capitolo di questa nota mostra la necessità di richiamare complesse attività tettoniche già per spiegare le strutture delle masse litologiche del sottosuolo, definito “intermedio” ma affiorante immediatamente a Sud della Pianura di Pisa e subito al di sotto dell'esile mantello del Terrazzo di Livorno. Si è trattato di indagare sulla natura, o addirittura sull'esistenza, della “Trasversale Livornese”, faglia (o lineamento di faglie) della quale in superficie non affiora neppure un m. di uno specchio ma che si è pensato possa essersi prolungata, attraverso la Catena Appenninica, fino nella Valle Padana. Ciò, sarà bene precisare, non senza alcuni elementi indiziari dei quali, in questa nota, sono stati esposti solamente quelli riguardanti lo svolgimento della tettonica post-collisionale, iniziata, tra la Corsica e l'Appennino Settentrionale, dal Burdigaliano sup. con lo sviluppo di un grande solco (Bacino Tirrenico) ad apice settentrionale e progradazione antioraria, compo-

sto da una serie di fosse tettoniche impostatesi man mano verso Est, le più antiche ad asse N-S, le più recenti ad asse NO-SE. Ed è proprio nel cambiamento nel tempo dei lineamenti tettonici nei sedimenti “intermedi” e “profondi” individuati dalle prospezioni geofisiche che è stato possibile ricostruire la loro evoluzione. Così gli assi dei bacini di sprofondamento tettonico sviluppatasi nel corso del Miocene sup. mostrano orientamenti N-S, o intorno N-S, come è stato indicato in corrispondenza dei falsipiani sepolti del “Minimo del Calambrone”, del “Minimo di Cascina E” e nell'alto sepolto della continuazione meridionale della struttura sollevata del Monte Pisano, a Nord della “Trasversale Livornese” (Fig. 15a). Inoltre, a Sud di questo importante lineamento, mostrano assi tettonici ancora N-S, o intorno N-S, il Bacino del Tora-Fine e le aree ad anomalie di Bouger positive dei Monti Livornesi e di quelli di Casciana Terme (Figg. 12 e 14). Gli assi delle strutture di sprofondamento tettonico sviluppatasi dal Pliocene inf. mostrano lineamenti NO-SE, come il grande Bacino della Val di Magra-Versiliese-Pisano-della Valdera e il grande Bacino di Lucca-Valdelsa. Inoltre abbiamo veduto che le acque, durante la trasgressione del Pliocene inf., iniziata al fondo delle fosse formatesi durante il Miocene sup., hanno continuato ad innalzarsi fino a sommergere quelle aree che per tutto quest'ultimo intervallo cronologico erano rimaste come soglie emerse. Ma se un primo sviluppo della trasgressione del Pliocene inf. può essere imputato a un fatto geodinamico riguardante tutto il Mediterraneo (episodio della trasgressione “acqua su acqua”, documentato nel Bacino del Tora-Fine da Bossio *et al.*, 1981), è con la constatazione della grande quantità di lineamenti tettonici NO-SE, associati ai margini dei bacini riempiti di depositi marini del Pliocene inf. e spesso intersecanti i lineamenti N-S dei sottostanti sedimenti del Miocene sup., che si collega l'idea di un proseguimento della trasgressione pliocenica per subsidenza tettonica.

Ancora a subsidenza tettonica, collegata verosimilmente all'attività delle faglie Bordiera orientale, di Bientina e di Fucecchio oltre che di altre più o meno contornanti il Bacino di Lucca (Cantini *et al.*, 2001), viene riferita la deposizione dei cicli sedimentari del Pleistocene inf. marino (nelle Colline Livornesi e nelle Pisane), fluvio-lacustre (nelle Cerbaie) e della SEQUENZA II (nel Bacino Versiliese-Pisano).

Non direttamente correlabile con formazioni affioranti a Nord della Val di Cecina sembra il ciclo sedimentario della SEQUENZA III, riconosciuto nel sottosuolo del Bacino Versiliese-Pisano e indicato in Figura 15b; tuttavia non meraviglia una maggiore continuità dei cicli stratigrafici marini nell'area di quest'ultimo bacino che è tuttora per più di metà sommerso dal mare.

Infine si può rilevare un lungo e stretto allineamento N-S delle isocrone in msec. nel sottosuolo prospiciente il Litorale Versiliese con il substrato pre-neogenico a ben -2.700 m (Fig. 15a). La posizione di questo stretto relitto di fossa, ad asse N-S, nel maggior fondo dell'ampio Bacino Versiliese affiancato da faglie NO-SE verosimilmente d'impostazione più recente, a ridosso del *core complex* delle Alpi Apuane, collima con l'allinea-

mento del Bacino Corso del quale è in asse e che presenta i suoi sedimenti più antichi, burdigaliano-langhiani, con giacitura trasgressiva sopra le metamorfite del core complex del Tenda (Jolivet *et al.*, 1990 e 1991). Un ritrovamento nella maggiore profondità del Bacino Versiliese di sedimenti del Miocene inf.-medio offrirebbe un forte contributo alla risoluzione del significato geodinamico dei sedimenti "epiliguri", se cioè hanno un significato di sedimenti tardo-orogenetici appartenenti alla catena Africa vergente (Zitellini *et al.*, 1986; Patacca *et al.*, 1990) oppure di sedimenti post-orogenetici collegati ai primi eventi distensivi post-collisionali (Bartole *et al.*, 1991). Questa questione per adesso è stata dibattuta, attraverso l'esame delle tracce di alcune linee sismiche nella piattaforma continentale del Tirreno Settentrionale fino a Sud della Gorgona (Lazzarotto *et al.*, 1995), dove i sedimenti riferibili al Miocene inf.-medio sono stati ritenuti assimilabili nell'unica sequenza sismo-stratigrafica (*sequenza 1*), sufficientemente riconoscibile dalle altre neogenico-quadernarie, secondo quanto indicato sopra.

Prima di chiudere queste conclusioni desidero precisare che non ho mai rilevato alcuna struttura tettonica collegata con attività sismica nei sedimenti del Pleistocene sup. e dell'Olocene completamente esaminati nell'area studiata. Tuttavia Savi (1846) e Pilla (1846a, b) riportano che durante il terremoto del 14 agosto 1846 si aprì una frattura a direzione NO-SE e lunga quasi 7 m presso il Podere di Stagno, quindi presso a poco sopra la "Trasversale Livornese". Ovviamente di questa frattura non rimane traccia come delle altre ricordate dagli stessi Autori: a Lorenzana in Val di Tora con direzione NO-SE e fuoriuscita di acque artesiane, a Vivaia vicino a Casciana Terme in Val di Cascina, affluente dell'Era, con direzione SO-NE e lunghezza di circa 260 m, a Guardistallo in Val di Cècina con direzione NO-SE e lunghezza di circa 29 m, presso la Foce del Fine con direzione ONO-ESE e lunghezza di circa 230 m. La prevalenza della direzione NO-SE (e della coniugata normale SO-NE) in queste fratture è assoluta, d'altra parte coincide con la direzione prevalente delle strutture sviluppatesi a partire dal Pliocene inf. nei bacini dei quali ci siamo occupati. Le località più colpite in questo terremoto, senza dubbio il maggiore del XVII secolo, furono Guasticce, Nugola, Collesalveti (nelle Colline Livornesi), Luciana, Lorenzana, Fauglia, Lari (nelle Colline Pisane), Casciana Terme in Val di Cascina, Orciatino in Valdera, Castelnuovo della Misericordia in Val di Fine, Orciano Pisano (sullo spartiacque tra Tora e Fine e che viene descritto come "raso al suolo"), Riparbella, Montescudaio e Guardistallo in Val di Cècina, oltre ovviamente alle già citate località di Stagno e Foce del Fine dove pure si aprì la terra; a Pisa, Livorno e Volterra il sisma arrivò invece con meno forza, pur lesionando numerosi edifici (Macera & Mazzanti, 1978). Se fosse lecito giudicare la posizione dell'epicentro di un terremoto dall'entità dei danni causati, sarebbe giustificato indicare Orciano Pisano come zona epicentrale di questo notevole sisma del 1846, sul quale mi sono soffermato non tanto perché sia stato registrato con apparecchiature moderne, quanto perché è stato

certamente il maggiore storicamente registrato ed è stato descritto dai due scienziati dell'Università di Pisa. D'altra parte proprio Pilla (1846a) sembra non abbia accettato il surriportato parere: "Da quanto ho potuto fin qui raccogliere pare che la linea di principale azione del movimento lungo la costa si estenda dalla foce dell'Arno a quella della Cecina". Inoltre Savi (1846) così si esprime riguardo ai fenomeni presentati dal mare e dalle paludi: "Alle 12 e 52 minuti sopraggiunse la scossa... e nel tempo della sua durata il mare si sollevò da più di un braccio nei dintorni della Torre del Fanale" e ancora "Da un rapporto rimessomi dal sig. Capitano Nanni Comandante della guarnigione dell'Isola di Gorgona, risulta che nel 27 Agosto non fu sentita in quell'isola nessuna scossa, ma bensì alle ore 10 circa, quando Livorno ne era agitato [si tratta dell'ultima scossa di quel periodo sismico], il mare repentinamente si alzò in modo straordinario sulla costa dell'isola rivolta verso E.N.E. Fu come un'immensa ondata, la quale giunse dalla parte di levante, e che l'istante consecutivo si dissipò". Lo sviluppo di onde di maremoto giustifica la presenza di epicentri nei fondali marini, secondo quanto riportato in Figura 14 per gli ultimi 100 anni da ING (1990), quindi secondo accertamenti sismografici moderni. Del resto la registrazione di onde anomale solo in due punti del litorale non deve stupire se consideriamo che all'epoca questo era ancora del tutto disabitato, ovviamente al di fuori del Porto di Livorno. D'altra parte non mancano altre notizie sullo sviluppo di onde di maremoto, sempre comunque di non grande potenza, nelle cronache cittadine: "le navi toccarono il fondo" (Magri, 1647) nel Porto durante il terremoto del 5/4/1646; "Tempo acqua, e oscuro, e vento a Scilocco. Nella scorsa notte tutta ad un tratto, sono così cresciute l'acque del Mare, e più dei Fossi, che queste anno dato fuori, ed' anno ripieno le Cantine che sono prossime ai fossi medesimi, ed' anno bagnato tutte le Mercanzie, che in quelle si trovansi, con danno notabilissimo del Commercio" (Prato, 1805) il fenomeno avvenne la notte del 30/1.

La carta di Figura 12 mostra l'esistenza del Bacino di Antignano, ad asse di maggiore sprofondamento N-S ma molto probabilmente delimitato verso Est da un lineamento tettonico NNO-SSE (Lazzarotto *et al.*, 1990) e verso NO da un lineamento tettonico NNE-SSO che potrebbe prolungarsi nella faglia di Coltano, cioè, come veduto, in un segmento della "Trasversale Livornese". La Figura 14 mostra un notevole numero di epicentri di terremoti intorno a questo lineamento. Oltre questi brevi cenni sull'attività sismica nell'area esaminata, ricordo di una mia vecchia indagine che effettuai con la dott.a Patrizia Macera, è opportuno che non vada: "Non è detto, infatti, che una struttura tettonica giochi in tutte le sue parti, durante un breve intervallo, come è quello a cui sono estese le osservazioni sismologiche. È possibile, invece, che si formi per settori e questi possono con difficoltà indicare l'andamento della struttura d'insieme. Non è necessario, inoltre, ammettere che le zone di più elevata sismicità siano sempre quelle che subiscono deformazioni più rilevanti: la sismicità dipende anche dalle proprietà elastiche delle rocce" (da Coccia, 1982).

Bibliografia

- Alessio M., Allegrì L., Antonioli F., Belluomini G., Ferranti L., Improta S., Manfra L. & Proposito A., 1992. Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale. *Giornale di Geol.*, Serie 3a, 54: 165-193.
- Ambrosetti P., Carboni M.G., Conti M.A., Costantini A., Esu D., Gandin A., Girotti O., Lazzarotto A., Mazzanti R., Nicosia U., Parisi G. & Sandrelli F., 1979. Evoluzione paleogeografica e tettonica dei bacini toscano-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 19 (1978): 573-580.
- Appellus F.L., 1871. Catalogo delle conchiglie del Livornese desunte dalle collezioni e manoscritti del defunto G.B. Caterini. Pisa.
- 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 (Italy). *Il Quaternario*, 10 (2): 595-602.
- Bacci A., Malatesta A. & Tongiorgi E., 1939. Di una formazione glaciale rissiana riscontrata a Livorno nei sedimenti della fase costruttiva del ciclo tirreniano. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb.*, 3: 20-22.
- Barsotti G., Federici P.R., Giannelli L., Mazzanti R. & Salvadorini G., 1974. Studio del Quaternario livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del Bacino di carenaggio della Torre del Fanale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13: 425-495.
- Bartole R., Torelli L., Mattei G., Peis D. & Brancolini G., 1991. Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno Settentrionale: stato dell'arte. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale 1: 115-140.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G.C., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.R., Castaldini D. & Francavilla F., 1983. Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 101 (1982): 523-549.
- Bertoldi R., 1995. Palinostratigrafia dei bacini intermontani dell'Appennino nord-occidentale. *Il Quaternario*, 8: 61-70.
- Blanc A.C., 1934. Formazioni pleistoceniche nel sottosuolo della Versilia (Nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb.*, 43: 129-143.
- Bortolotti V., 1966. La tettonica trasversale dell'Appennino. 1. La linea Livorno-Sillaro. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 85: 529-540.
- Bossio A., Cornamusini G., Ferrandini J., Ferrandini M., Foresi L.M., Mazzanti R., Mazzei R., Salvadorini G. & Sandrelli F., 2.000. Dinamica dal Neogene al Quaternario della Corsica Orientale e della Toscana. Progetto INTERREG II Corsica-Toscana, U.E.: 87-95.
- Bossio A., Costantini A., Lazzarotto A., Liotta A., Mazzei R., Mazzei R., Salvadorini G. & Sandrelli F., 1993. Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoaotoceno toscano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 49 "Scritti in onore di L. Trevisan": 17-98.
- Bossio A., Foresi L.M., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvadorini G. & Squarci P., 1999. Riordino delle conoscenze sul bacino neogenico del Tora-Fine (Toscana, Italia). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem.*, Serie A, 106: 1-16.
- Bossio A., Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R. & Salvadorini G., 1981. Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE dei Monti Livornesi. IX Convegno della Soc. Paleont. Ital., Pisa: 55-90.
- Cantini P., Testa G., Zanchetta G. & Cavallini R., 2001. The Plio-Pleistocene evolution of extensional tectonics in northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo Basin (lower Arno Valley, Italy). *Tectonophysics* 330: 25-43.
- Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Lazzarotto A., Liotta D. & Tavarnelli E., 1995. Relazioni tra il Bacino balearico, il Tirreno settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino settentrionale. *Studi geol. camerti*, vol. spec. 1995/1: 255-268.
- Carratori R., Ceccarelli Lemut M.L., Frattarelli Fischer L., Garzella G., Greco G., Grifoni Cremonesi R., Mazzanti R., Morelli P., Nencini C., Pasquinucci M., Pescagliani Monti R., Pult Quaglia, A.M., Rau A., Ronzani M. & Tozzi C., 1991. Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini. Scala 1:50.000, S.E.L.C.A., Firenze.
- C.N.R., 1992. Structural Model of Italy-scale 1:500.000. Roma.
- Coccia F., 1982. Attività sismica in Toscana durante il cinquantennio 1930-1980. Prato.
- Dallan L. & Salvadorini G., 1997. Biostratigrafia del Pliocene della Toscana Marittima. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem.*, Ser A, 74 (2): 570-578.
- Dall'Ancona B. & Mazzanti R., 2001. Geomorfologia e idrografia. In "Tombo. Territorio della Basilica di San Piero a Grado", Pisa: 7-66.
- Dominici S., Mazzanti R. & Nencini C., 1995. Geologia dei dintorni di San Miniato tra l'Arno, l'Elsa e l'Era. *Suppl. 1 Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 14: 1-35.
- Emiliani C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journ. of Geol.*, 63: 538-578.
- Fancelli R., Grifoni R., Mazzanti R., Menchelli S., Nencini C., Pasquinucci M. & Tozzi C., 1986. Il contesto geomorfologico. In "Terre e paduli, reperti documenti immagini per la storia di Coltano", Pontedera: 23-39.
- Federici P.R., 1978. La tettonica recente dell'Appennino: 2 - Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (alta Val di Magra) e le sue implicazioni neotettoniche. In: "Gruppo di studio del Quaternario padano", Quad. 4: 121-132.
- Federici P.R., 1980. Note illustrative della neotettonica del Foglio 95 - La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84 - Pontremoli. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. 351: 1.345-1.364.
- Federici P.R. & Mazzanti R., 1988. L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno Inferiore. *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, Ser. 11, 5: 573-615.
- Federici P.R. & Mazzanti R., 1995. Note sulle pianure costiere della Toscana. *Mem. Soc. Geogr. Ital.*, 53: 165-270.
- Galletti M.L., 1974. Analisi pollinica di sedimenti sovrastanti la panchina tirreniana di Torre del Fanale di Livorno. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem.*, 81: 222-226.
- Galletti Fancelli M.L., 1979. Sulla subsidenza della pianura pisana. Analisi polliniche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 86: 197-245.
- Ghelardoni R., 1965. Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84: 1-10.
- Ghelardoni R., Giannini E. & Nardi R., 1968. Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 7: 91-106.
- Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R., Salvadorini G. & Sanesi G., 1982. Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno. In "Studi sul territorio livornese: Archeologia, Antropologia, Geologia", Livorno: 30-61.
- Gibbs A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. (London)*, 141: 609-620.
- Giannini E., 1962. Geologia del bacino della Fine (Province di Pisa e Livorno). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 81: 99-224.
- Jolivet L., Daniel J. & Fournier M., 1991. Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 104: 278-291.
- Jolivet L., Dubois R., Fournier M., Goffè B., Michard A. & Jourdan C., 1990. Ductile extension in Alpine Corsica. *Geology*, 18: 1007-1010.
- Istituto Nazionale di Geofisica (ING), 1990. Seismic Bulletin. Roma.
- Lazzarotto A., Mazzanti R. & Nencini C., 1990. Geologia e morfologia dei comuni di Livorno e Collesalveti. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, suppl. 2, 11: 1-82.
- La Vecchia G., Minelli G. & Piali G., 1984. L'Appennino Umbro-Marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 103: 467-476.
- Mc Clay K.R. & Ellis P.G., 1987. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, 15: 341-344.
- Macera P. & Mazzanti R., 1978. Origine dei terremoti e loro manifestazione nella zona di Livorno. *Livornosanitaria*, 13,14, 1-15.
- Magri N., 1647. Discorso cronologico della origine di Livorno in

- Toscana dall'anno della sua fondazione, fino al 1646. Al Serenissimo Ferdinando II Gran Duca di Toscana. Napoli.
- Mariani M. & Prato R., 1992. I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismo stratigrafico. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41 (1988): 519-531.
- Marroni M., Mazzanti R. & Nencini C., 1990. Geologia e morfologia delle Colline Pisane. *Suppl. 1 Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 11: 1-40.
- Mazzanti R., 1961. Geologia della zona di Montatone tra le valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 80: 37-126.
- Mazzanti R., 1984 a. Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'arcipelago di Toscana. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 102 (1983): 419-556.
- Mazzanti R., 1984 b. Il Capitanato nuovo di Livorno (1606-1808), Due secoli di storia del territorio attraverso la cartografia. *Mem. Soc. Geogr. Ital.*, 35: 1-281.
- Mazzanti R., 1994 (a cura di). La Pianura di Pisa e i rilievi contermi- ni - La natura e la storia. *Mem. Soc. Geogr. Ital.*, 50: 1-100.
- Mazzanti R., 1995. Revisione e aggiornamento sui movimenti tettonici deducibili dalle dislocazioni nei sedimenti pleistocenici ed olocenici della Toscana costiera. *Studi Geol. Camerti, Vol speciale 1*: 509-521.
- Mazzanti R., 1997. Lineamenti di morfologia della Pianura Pisana. In: "Pisa e la sua piana. I. L'ambiente e l'economia". Pisa: 11-50.
- Mazzanti R. & Pasquinucci M., 1983. L'evoluzione del litorale lunense-pisano fino alla metà del XIX secolo. *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, 12: 605-628.
- Mazzanti R., Paribeni E., Storti S. & Vaggioli M.A., 1990. La pianura versiliese nel contesto geomorfologico. In: "Etruscorum ante quam Ligurum - La Versilia tra VI e III secolo a.C.", Pontedera: 33-43.
- Mazzanti R., Pasquinucci M. & Salghetti Drioli E., 1984. Il sistema Secche della Meloria-Porto Pisano: geomorfologia e biologia marina in relazione ai reperti archeologici. In "1284. L'anno della Meloria", Pisa: 9-53.
- Menchelli S., 1984. Contributo allo studio del territorio pisano: Coltano e l'area dell'ex Padule di Stagno. *Studi Classici e Orientali*, 34: 255-270.
- Merla G., 1952. Geologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 70 (1951): 95-382.
- Patacca E., Sartori R. & Scandone P., 1990. Tyrrhenian Basin and Apenninic arc: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45: 425-451.
- Pagialunga S., 2001 (a cura di). Tombolo. Territorio della Basilica di San Piero a Grado. Pisa: 1-303.
- Peruzzi G., 1882. Notizie sui resti di Elephas antiquus trovati nel Cantiere Orlando di Livorno. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb.*, 3: 11-12.
- Pilla L., 1846 a. Poche parole sul Tremuoto che ha desolato i paesi della costa toscana di L. Pilla. Pisa.
- Pilla L., 1846 b. Istoria del tremuoto che ha devastato i paesi della Costa Toscana il dì 14 agosto 1846 di L. Pilla. Pisa.
- Prato P.B., 1805. Giornale della città e porto di Livorno dal 1764 al 1813. Giornale manoscritto compilato da P.B. Prato e conservato nella Sala Livorno della Biblioteca Labronica F.D. Guerrazzi.
- Raggi G., 1988. Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del Bacino del Fiume Magra. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 30 (1985): 35-62.
- Sammartino F., 1984. La stazione preistorica di Stagno (Livorno). *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 5: 169-176.
- Savi P., 1846. Relazione de' fenomeni presentati dai Terremoti di toscana dell'agosto 1846 e considerazioni teoretiche sopra i medesimi del prof. cav. Paolo Savi. Pisa.
- Segre A., 1955. Nota sulla idrografia continentale e marina. Note illustrative C.G.I., F°-111 Livorno, *Serv. Geol. d'Ital.*: 20-26.
- Sestini A., 1929. Appunti morfologici sulla regione "Le Cerbaie" in Toscana. *Boll. Reg. Soc. Geogr. Ital.*, 28: 318-325.
- Shackleton N.J., 1995. New data on the Evolution of Pliocene Climatic variability. In: "Paleoclimate and Evolution with emphasis on Human origins", London: 242-248.
- Targioni Tozzetti G., 1768. Relazioni d'alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali, e gli antichi monumenti di essa dal dottor Gio. Targioni Tozzetti. Edizione seconda, con copiose giunte. Firenze.
- Trevisan L., Brandi G.P., Dallan L., Nardi R., Raggi G., Rau A., Squarci P., Taffi L. & Tongiorgi M., 1971. F° 105-Lucca. Note illustrative C.G.I., II Ediz., *Serv. Geol. d'Ital.*
- Zitellini N., Tricardi F., Marani M. & Fabbri A., 1986. Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian sea. *Gior. Geol.*, 48: 25-40.

