RENZO MAZZANTI

Raccolta antologica sugli studiosi livornesi di Scienze della Terra attraverso le loro pubblicazioni tra XX e XXI secolo

ROSIGNANO SOLVAY APRILE 2009

PREMESSA

Il recente saggio della dott.ssa Elena Gremigni "*Il Museo Provinciale di Storia Naturale di Livorno: nascita e sviluppo di una esperienza di collezionismo e di ricerca*", apparso nel Vol. X dei Nuovi Studi Livornesi (2002-2003), ha trovato un ampio interesse tra i Membri dell'Associazione Livornese di Storia Lettere e Arti, evidentemente per l'apertura verso un campo di studi e ricerche, quello delle Scienze Naturali, rimasto finora solo marginalmente indagato nella prestigiosa collana che, come ovvio, ha ospitato in prevalenza saggi di natura storica, letteraria ed artistica. Ho colto quindi con piacere l'invito fattomi dal dott. Paolo Castignoli, direttore del Comitato redazionale della collana, a presentare un saggio, che avrebbe dovuto essere breve, rivolto ad informare i cittadini di Livorno riguardo gli studiosi livornesi e della provincia, ovviamente di nascita o di prolungata residenza, e le loro attività in campo naturalistico durante il secolo XX e l'inizio del XXI. La mia attività per più di quarant'anni sul territorio di Toscana sotto l'egida del Consiglio Nazionale delle Ricerche, la costante collaborazione con gli studiosi di Scienze della Terra delle Università di Firenze, Pisa e Siena e del Museo di Storia Naturale di Livorno mi mette in una situazione privilegiata per sviluppare l'impegno richiestomi di delineare le singole personalità attraverso la scelta di loro brani, tra i più significativi nell'evoluzione culturale in generale e delle Scienze Naturali in particolare.

All'inizio del secolo XX, quando i naturalisti erano ancora rari, operavano in genere in ambito universitario o addirittura privato e le pubblicazioni, in conseguenza, erano poche, in prevalenza dipendendo dal finanziamento degli autori anche se inserite negli Atti di Società scientifiche. La Provincia di Livorno fu istituita nel 1925, distaccandone l'area da quella di Pisa. E' del 1930, l'anno dell'apertura gratuita al pubblico del Museo Provinciale di Storia Naturale sotto la direzione del prof. Alberto Razzauti, l'importante evento dell'istituzione di questo Ente pubblico, quindi rivolto a tutti i cittadini, con un'operazione profondamente democratica ed illuminata in quanto destinata alla facilitazione dello sviluppo di una coscienza naturalistica in particolare nei giovani delle scuole livornesi.

E' ovvio che per quanto riguarda i periodi precedenti il XX secolo rimando al bel saggio della E. Gremigni che inizia con una significativa frase sintetica e precisa: "Il collezionismo scientifico modernamente inteso si sviluppa a partire dalla seconda metà del XVIII secolo in corrispondenza dell'affermarsi del razionalismo illuminista e della conseguente diffusione di nuovi criteri e metodologie di classificazione dell'esistente. Viene abbandonata, sia pure lentamente e con alcune riserve, l'immagine di un universo contrassegnato da curiose vestigia di miracolosi interventi divini, che si trovava a fondamento degli allestimenti delle *Wunderkammern*. I «naturalia» distinti dai prodotti della creatività umana ««artificialia» cominciano ad essere raccolti e classificati secondo il metodo di Linneo che evidenzia somiglianze e leggi di natura che privano questi oggetti di quella sacralità che avvolge tutto ciò che appare unico e irripetibile".

IL PERIODO PREBELLICO

Questo periodo è caratterizzato nell'ambito dei naturalisti livornesi dall'intensa attività di A.Razzauti nel trovare una sede idonea per il Museo di Storia Naturale (divenuto Provinciale nel 1929), nel procurarsi collaboratori appassionati e disinteressati (tra i quali A.Malatesta, T.Cavagnaro, F.Ott e il tassidermista E.Granchi). Ancora la E.Gremigni riferisce che: "Disattendendo le indicazioni date da Pio Mantovani [fin dal 1883] per l'allestimento del gabinetto scientifico…A.Razzauti sceglie di non escludere… gli esemplari di provenienza esotica…Completavano le collezioni del Museo circa tremila esemplari di minerali e rocce – provenienti in prevalenza dalle Alpi Apuane, dall'Elba e dalla Sardegna – e oltre quattromila specie di reperti paleontologici, raccolti in Toscana e, particolarmente, nel territorio livornese". Malgrado la guerra fosse iniziata da circa tre anni, solo con il 1943 possiamo considerare concluso il periodo

prebellico in quanto l'edificio di Via Ernesto Rossi, nel quale il Museo era ospitato fin dal 1942, finisce nella «zona nera», sgomberata dai civili, e in seguito è colpito da un bombardamento degli alleati nel maggio del 1944: i danni alle collezioni furono ingenti e A.Razzauti, finita la guerra, dovette in pratica ricominciare da capo nell'allestimento di un nuovo museo questa volta in locali non certo adatti, messi temporaneamente a disposizione nel 1947 dall'Amministrazione Comunale presso l'Acquario Comunale Diacinto Cestoni.

In una lettera indirizzata da A.Razzauti il 28/12/1949 al Presidente della Provincia di Livorno vengono specificati gli obbiettivi del rinnovato Museo:

"Oltre uno scopo prettamente scientifico, diretto alla conoscenza ed all'illustrazione naturalistica della nostra provincia, il Museo, dovrà proporsi uno scopo didattico nel senso più ampio della parola, rivolgendosi:

a) agli alunni delle scuole secondarie, nelle quali l'insegnamento delle scienze naturali per l'avvenuta distruzione dei relativi gabinetti non può essere convenientemente illustrato con materiale e con preparati adatti;
b) alle masse popolari, per le quali è fuori di dubbio che i musei naturalistici, quando siano convenientemente organizzati, rappresentano uno dei mezzi di educazione più utili ed efficaci.

   E' evidente, data la posizione geografica della nostra provincia, che una parte preponderante del Museo dovrà essere dedicata al mare, non solo per l'attrattiva potente che esso suscita, ma anche per le pratiche, importantissime applicazioni di carattere economico".

Questo programma proposto da A.Razzauti, che sarà recepito e in parte ampliato dal naturalista Gianfranco Barsotti, il successore nella «responsabilità»del Museo alla morte del primo, contiene alcune innovazioni e interessanti aperture:

- riguardo al punto a) l'accentramento in un'unica struttura dei vari gabinetti scientifici delle diverse scuole di Livorno sarà indiscutibilmente un importante progresso funzionale ed economico;
- riguardo al punto b) l'apertura (gratuita) con l'invito alla frequentazione del Museo alle masse popolari sarà la definitiva sconfitta delle aristocratiche e quasi sempre esclusive *Wunderkammern* ;
- infine dedicare al mare un'attività preponderante del Museo è un ovvio corollario per l'attività di un'istituzione scientifica di Livorno, maggior porto della Toscana.

A.Razzauti nel tracciare il programma del nuovo Museo verosimilmente non ha tenuto conto di quanto P.Mantovani nel 1883, in una sua nota sulle collezioni del R. Istituto Tecnico e Nautico di Livorno, raccomandava a proposito della collezione di uccelli (ma verosimilmente in genere per tutte le attività dei gabinetti scientifici scolastici): "Il maggior numero di uccelli che possiede il Gabinetto appartiene alla fauna locale; e ciò per la minore difficoltà nel procurarli e perché tengo come principio di non estendere gli acquisti [e aggiungerei le ricerche] a cose esotiche, salvo il caso in cui queste siano richieste dai bisogni dell'insegnamento. E per verità disponendo di mezzi limitati mi pare che il disperderli in collezioni generali equivalga a voler parodiare un gran Museo, sicuri di non riuscir mai a nulla d'importante, mentre interessantissima può sempre diventare una collezione, la quale benché scarsa per numero d'oggetti, rappresenti e illustri una regione qualunque". Le difficoltà finanziarie delle Amministrazioni Provinciali, ovviamente non esclusa quella di Livorno, sono tristemente ben note e, per quanto riguarda il Museo, va tenuto presente che fino al 1980, quando si è presentata la soluzione della Villa Henderson, la questione della sede è stata primaria secondo quanto puntualmente esposto nel saggio della E.Gremigni. D'altra parte il programma di A.Razzauti non fa alcun cenno alla necessità per un Museo moderno di disporre, oltre di un personale tecnico, anche di un personale scientifico ultraspecializzato con un ovvio pesante aggravio economico. Questa necessità si è enormemente accresciuta con il progresso delle Scienze e la loro parcellizzazione anche all'interno delle varie discipline così che oggi non è più possibile fare ricerche da soli, o quasi, e per giunta con tecnologie limitate.

A questo punto guardiamo come si muoveva in campagna la maggior parte dei ricercatori naturalisti italiani almeno fino a tutti gli anni Cinquanta, quando quelli che ebbero la fortuna di gravitare nell'ambito delle ricerche petrolifere cominciarono a muoversi in squadre su *jeeps* residuate di guerra. La maggioranza dei naturalisti si avvicinava alle località da esaminare in bicicletta per poi proseguire a piedi sui sentieri disagevoli [le *mountainbikes* non erano ancora state inventate] con i loro zaini, la macchina fotografica, la bussola, il martello da geologo, l'altimetro, una bottiglietta di acido e un'altra di acqua, alcune piccole scatole per riporre campioni di minerali o di rocce o di vegetali ed anche di insetti, ecc.: i nostri eroi dovevano apparire come dei laboratori viaggianti! Essendo ancora naturalisti generici, ovviamente con culture generali di tutto rispetto, potevano fermarsi ad ammirare una roccia ed essere distratti da un insetto raro oppure mettersi ad osservare il volo od a estasiarsi del canto di un uccello e così via! Invece la carta topografica dei luoghi, strumento indispensabile per un esatto posizionamento, era pericoloso portarsela dietro perché considerato segreto militare durante tutti gli anni di guerra e poi rimasta piuttosto <<sospetta>> a quanti, nelle campagne, non ne conoscevano né l'esistenza, né l'uso.

I più attivi ricercatori naturalisti livornesi negli anni Quaranta, malgrado le difficoltà delle vicende belliche, furono A.Razzauti, A.Malatesta e G.Cecioni, che probabilmente si univa alla compagnia provenendo in treno da Pisa dove suo padre aveva la cattedra di Geometria Analitica; a questi spesso si associava G.Barsotti, poco più che ragazzo.

Per quanto riguarda le conoscenze naturalistiche della società livornese ritengo che non si andasse molto oltre il collezionismo e i riconoscimenti per la caccia, la pesca e le raccolte di funghi e vegetali eduli, ovviamente ad eccezione dei pochi insegnanti di Scienze nelle Università (G. Bacci fu ordinario di Zoologia a Torino) e nelle Scuole Medie Superiori, questi ultimi in genere più protesi all'insegnamento del noto che a nuove scoperte. Del resto in quegli anni nelle scuole secondarie italiane imperava la cultura classica con massimo impegno all'insegnamento del greco e del latino, ma anche negli istituti scientifici universitari italiani, salvo poche eccezioni, i laboratori erano piuttosto carenti dei più moderni strumenti d'indagine.

LA GEOLOGIA

Negli anni Trenta entrarono in crisi le teorie che spiegavano gli ingenti movimenti tangenziali necessari alla formazione delle «*pieghe*»e delle «*falde di ricoprimento*»(queste ultime talora estese su molte centinaia di km^2) con la necessità di ammettere che porzioni di «*crosta*»terrestre ad esse sottostanti avessero la possibilità di scorrere per «*spingere da tergo*»le falde stesse, secondo il modello classico introdotto da M.Bertrand nel 1884 per le Alpi Svizzere (*"Rapports des structures des Alpes de Glarus et du Bassin houiller du Nord"*. Bull. Soc. Géol. France) e reso famoso da E.Argand nel 1916 (*"Sur l'arc des Alpes occidentales"*. Eclogae Geol. Helv.) specialmente per la struttura di tutte le Alpi, veduta come conseguenza della stretta in una gigantesca morsa fra il continente Paleoeuropeo e quello Paleoafricano. Infatti nuove conoscenze, sull'interpretazione delle onde sismiche, hanno mostrato, in quegli anni, l'esistenza di una litosfera superficiale e a comportamento d'insieme rigido, estesa come una crosta su tutto il globo terrestre, pur avendo composizione diversa e maggiore spessore sui continenti e minore sugli oceani. Secondo questo nuovo modo di vedere, le «*zattere*»continentali, (in seguito dette «*placche*» trovandosi a galleggiare in un fondo oceanico rigido, «pietrificato»non sarebbero state libere di andare alla deriva, come indicato nel 1912 dalla teoria di A.L.Wegener (*"Die Entstehung der Continente"*. Petemanus Mitteilungen) pienamente accettata da E.Argand (cit.); veniva così a cadere la spiegazione di quelle forze che avrebbero spinto da tergo le falde nei loro movimenti di ««*carreggiamento*» anche su distanze lunghissime. Altra notevole difficoltà riguardava come una «*vis a tergo*» potesse trasmettersi dalle radici alle fronti delle falde attraverso materiali di scarsa rigidità, come nel caso di molte delle falde riconosciute nell'Appennino Settentrionale fin dal 1907 in due lavori, contemporanei ma indipendenti, eseguiti da G.Steinmann (*"Alpen und Apennin"*. Zeitschr. D. Deutsch. Geol. Ges.) e da L.De Launay (*La métallogénies de l'Italie et des regions avuisinantes, II*

– *Note sur la Toscane Minère et l'île d'Elbe*. X Congr. Géol. Int. Mexico). Fra gli studiosi di tettonica degli anni Trenta ha trovato così sempre maggiore interesse la teoria degli «*scivolamenti gravitativi*»per la quale il carreggiamento delle falde sarebbe dovuto in prevalenza al loro stesso peso quando fossero venute a trovarsi su piani inclinati dovuti a differenze di sollevamento del substrato.

Nel 1950 L.Trevisan, ordinario di Geologia a Pisa, pubblicava nelle Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 16 "*L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità*", "... un'opera nella quale si concentrano i principali problemi geologici di carattere regionale connessi con l'evoluzione sedimentaria, strutturale e metamorfica dell'Appennino Settentrionale. Inoltre le intrusioni anatettiche tardo-terziarie [fusioni su vasta scala di rocce entro la crosta terrestre], che rappresentano una caratteristica peculiare di questo frammento dell'Appennino, permettono di seguire l'evoluzione più completa della catena costituendo un legame tra processi magmatici, metamorfismo e processi deformativi tardivi. In altre parole, nell'isola d'Elba, è possibile esaminare l'evoluzione più completa del ciclo orogenico della catena appenninica partendo dalla fase sedimentaria attraverso quella collisionale fino a quella magmatica e post-collisionale" secondo quanto hanno precisato, 43 anni più tardi, sulla base dell'evoluzione delle scienze geologiche P.C.Pertusati, G.Raggi, C.A.Ricci, S.Duranti, R.Palmeri nel loro "*Evoluzione post-collisionale dell'Elba centro-orientale*" Mem. Soc. Geol. It., 49 (1993).

Nel 1952 G.Merla, ordinario di Geologia e Paleontologia a Firenze, pubblicava la prima vera e propria sintesi completa sull'Appennino Settentrionale ("*Geologia dell'Appennino settentrionale*". Boll. Soc. Geol. It.) dopo quella del 1910 di B.Lotti ("*Geologia della Toscana*". Mem. Descr. Carta Geol. d'It.), uno dei maggiori geologi rilevatori di campagna del Servizio Geologico d'Italia al quale si deve la I Ediz. in scala 1:100.000 del Foglio 111-Livorno, uscita nel 1884. Nella sintesi di G.Merla la sedimentazione della «*Serie Toscana*»è considerata autoctona e continua nell'arco di circa 200 Ma (= milioni di anni fa) dal Trias all'Oligocene (rocce di quest'ultimo periodo corrispondono all'arenaria Macigno affiorante intorno a Calafuria lungo la costa livornese). Dalla teoria dei «*cunei composti*» di C.I.Migliorini, formulata nel 1948 ("*I cunei composti nell'orogenesi*". Boll. Soc. Geol. It.), G.Merla traeva la struttura tettonica fondamentale per la Serie Toscana: essa sarebbe stata conformata in un certo numero di «*rughe tettoniche*», larghe 30-40 km, allungate praticamente per tutto l'Appennino Settentrionale da NW a SE, più o meno rettilinee, parallele fra di loro e formate, appunto secondo il modello dei cunei composti, da *faglie inverse*» (compressive) sul fianco orientale e da «*faglie dirette*» (distensive) sul fianco occidentale. Queste rughe si sarebbero evolute secondo un'onda di orogenesi parossismale, da occidente verso oriente, il cui passaggio in ogni località avrebbe coinciso con l'arrivo delle <<*Argille Scagliose*>>, considerate alloctone sopra la Serie Toscana essenzialmente autoctona (la maggior parte dei Monti Livornesi è costituita da Argille Scagliose e veniva considerata appartenente alla II ruga di G.Merla, mentre l'Isola d'Elba avrebbe corrisposto alla I ruga).

Sulla natura delle Argille Scagliose, G.Merla accettava una fondamentale origine da smescolamento tettonico, secondo la formulazione ideata da F.Penta nel 1950 ("*Sulle argille scagliose*". Atti 42ª Riunione Soc. Ital. Progr. Sc.), ma faceva notare tuttavia che in questo insieme «*caotico*» compaiono alcuni lembi meno scompaginati di frammenti di serie come quella delle Ofioliti-Diaspri-Argille a calcari «*Palombini*» (dal colore dei colombi selvatici) e quella della Pietraforte-Alberese. Va notato che mentre gli strati della Serie Toscana sono in genere ricchi di macrofossili, gli unici comunemente studiati dai paleontologi fin dal XIX secolo, gli strati delle Argille Scagliose contengono solo microfossili e il loro studio è stato trascurato fino agli anni Sessanta quando tutte le Università italiane cominciarono a dotarsi di ricercatori e attrezzature adatte allo studio di questi ultimi fossili, in precedenza curato principalmente dalle compagnie petrolifere, poco inclini a divulgare il loro utilissimo impiego in stratigrafia. Fu così che si arricchirono enormemente le conoscenze delle molte successioni stratigrafiche prive o con scarsi macrofossili e vennero abbandonate le teorie, spesso assai fantasiose, quale l'idea di un prevalente smescolamento tettonico caotico nella stratigrafia delle Argille Scagliose.

Nel 1954 usciva, a cura di A.Malatesta, la II Ediz.del Foglio 111-Livorno del Servizio Geologico d'Italia, primo di questa seconda edizione che sarà quasi completata nei vent'anni successivi e alla quale io stesso ho partecipato nel Foglio 112-Volterra (stampato nel 1965) e nel Foglio 119-Massa M.ma (stampato nel 1969), insieme a due altri geologi della nuova generazione, P.Squarci e L.Taffi, rispettivamente di Rosignano e di Cecina, formatisi alla scuola di L.Trevisan e di E.Giannini, suo assistente e in seguito ordinario di Geologia e Paleontologia a Siena.

La carta geologica e la relativa nota esplicativa di A.Malatesta ovviamente è nata nell'ambito della sintesi di G.Merla che ha rappresentato il massimo successo della teoria degli scivolamenti gravitativi. Quest'ultima, come è stato argutamente osservato nel 1984 da L.Trevisan (*"Autoctonismo e faldismo nella storia delle idee sulla tettonica dell'Appennino settentrionale"*. Vol. giub. I Centenario S.G.I.): "…è stata accettata quasi senza resistenze…" per questo motivo principale: "…andava bene sia per i faldisti che per gli autoctonisti ed anche per i mobilisti wegeneriani e per i fissisti. Agli autoctonisti e ai fissisti appariva come un accettabile compromesso, perché muoveva la pelle lasciando ferme le ossa: ai faldisti consentiva di superare certe difficoltà inerenti alla meccanica dei movimenti".

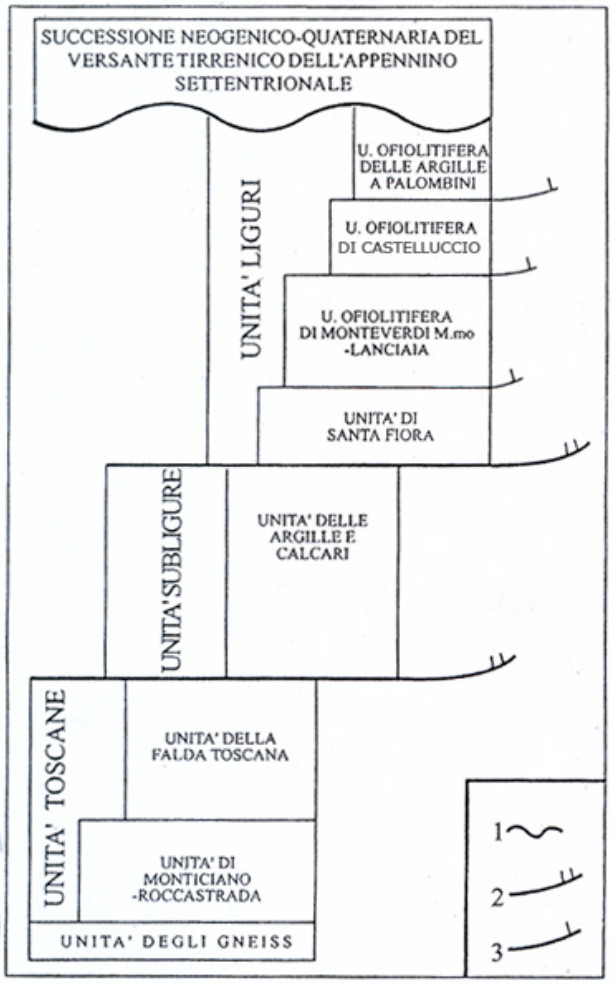
Negli anni Sessanta A.Malatesta, nell'ambito delle attività del Servizio Geologico d'Italia, si recava in Libia e portava con sè G.Barsotti, quale aiutante con particolare riferimento agli esami microscopici delle successioni stratigrafiche libiche. Il ritorno di entrambi in Italia avviene nella seconda metà degli anni Sessanta: all'Università di Messina e, in seguito, di Roma per il prof. A.Malatesta, dove ha curato in prevalenza la geologia e la paleontologia del Quaternario; a Livorno per G.Barsotti che diventa il più stretto collaboratore di A.Razzauti nella gestione del Museo.

Agli inizi degli anni Sessanta nell'ambito delle attività del Centro di Geologia dell'Appennino Settentrionale del CNR (allora con sede mista presso gli istituti di Geologia e Paleontologia di Firenze e di Pisa e sotto la direzione dei proff. G.Merla e L.Trevisan) fu deciso un nuovo studio geologico della Toscana Marittima, tra i fiumi Cecina e Cornia e la regione boracifera di Larderello, con lo scopo di rintracciare buone esposizioni stratigrafiche nelle quali eseguire analisi micropaleontologiche sia negli strati della Serie Toscana sia delle Argille Scagliose sia dei sedimenti dei cicli del Miocene Superiore, del Pliocene e del Pleistocene, ampiamente affioranti in quelle località e traversati da molte perforazioni per il vapore e il salgemma. A quei lavori ho partecipato io stesso con note particolari eseguite da solo o in collaborazione di micropaleontologi e stratigrafi, inizialmente con A.Lazzarotto (di origine veneta ma di studi livornesi e pisani ed adesso ordinario di Geologia a Siena), L.Giannelli, G. Salvatorini (già ordinario di Micropaleontologia a Siena) ai quali in seguito si sono aggiunti A.Bossio (associato di Paleontologia e Paleoecologia a Pisa) e R.Mazzei (ordinario di Micropaleontologia a Siena). I maggori risultati di questo insieme di ricerche sono stati la pubblicazione delle sopra ricordate II Ediz. dei Fogli 112–Volterra e 119-Massa M.ma per i tipi del Servizio Geologico d'Italia. Questo filone di ricerche è proseguito con la pubblicazione di una serie di volumi, tutti documentati da carte geologiche a colori in scala 1:25.000, che ho curato per il C.N.R. e per il Museo di Storia Naturale della Provincia di Livorno, per i Comuni di Rosignano M.mo e di Collesalvetti e che costituiscono un tutto unico riunibile in una sola carta dell'intera parte continentale della Provincia di Livorno, estendendosi fino a Piombino, Campiglia M.ma e Suvereto, e di parte di quella di Pisa (in sinistra d'Arno fino alla Vald'Elsa).

In sintesi i criteri adottati per l'allestimento di queste carte considerano il territorio della Provincia di Livorno (Arcipelago compreso) come un tratto della Catena Paleoappenninica, sviluppatosi nell'Oligocene Superiore-Miocene Inferiore (Piano Aquitaniano) (tra 28 e 22 Ma) per effetto della collisione fra il margine del Paleocontinente Europeo e la Microplacca Adria, promontorio nord-orientale del Paleocontinente Africano, ed entrata in regime di collasso post-collisionale a iniziare dalla fine del Miocene Inferiore (Burdigaliano Superiore tra 18 e 16 Ma), in conformità ai princìpi (definiti negli anni Sessanta e Settanta) della «*Tettonica a placche crostali*» secondo i quali la superficie della Terra è costituita da un mosaico di «*placche*» mobili; per cui in relazione a come queste interagiscono, si genera nuova crosta oceanica, che si espande appunto dalle dorsali centro-

oceaniche, mentre i continenti vanno alla deriva e possono scontrarsi formando le catene montuose lungo i margini di collisione.

Per quanto riguarda lo sviluppo geologico dell'Appennino Settentrionale (al quale appartiene l'intera area della Provincia di Livorno, tranne l'Isola di Gorgona, piccola appendice delle Alpi tra il Capo Corso e la Liguria di Ponente) sono rintracciabili gli effetti di deformazioni tettoniche verificatesi in fasi diverse a iniziare dalla fine del Cretaceo Inferiore (99 Ma), ed in ambienti paleogeografici differenti, con polarità orogenetica verso l'«*avampaese adriatico*». I movimenti, verificatisi durante gli eventi pre e sin-collisionali, hanno contribuito alla costruzione di un edificio a «*falde tettoniche*» di ricoprimento. Esso prevede la presenza, al di sopra dell'Unità di Monticiano-Roccastrada, corrispondente nei sondaggi all'Unità della Toscana «*metamorfica*», di una successione di unità alloctone che, quando completa, è costituita dal basso da (fig. sotto):



Schema dei rapporti stratigrafico-strutturali delle unità presenti nella Provincia di Livorno.

1) *Contatto stratigrafico erosivo;*
2) *Sovrascorrimento primario;*
3) *Sovrascorrimento secondario.*

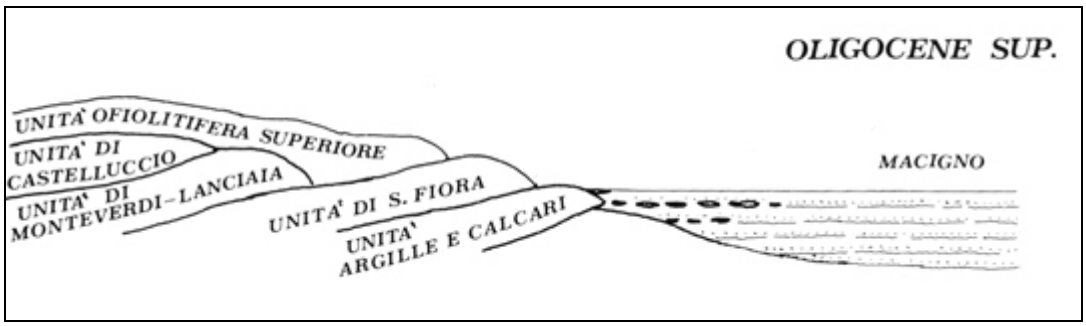
a) Unità della Toscana «*non metamorfica*» (o «*Falda Toscana*»);
b) Unità Subliguri, in quanto derivano dal Dominio Subligure, posto in origine tra il Dominio Ligure e il Dominio Toscano;
c) Unità Liguri. In quanto derivano dal Dominio Ligure; formate dall'Unità di Santa Fiora, dall'Unità ofiolitifera di Monteverdi Marittimo – Lanciaia, dall'Unità ofiolitifera di

Castelluccio; dall'Unità ofiolitifera delle Argille a Palombini, nell'ordine di sovrapposizione tettonica.

I termini b) e c), prima delle ricerche micropaleontologiche, venivano assemblati nell'unico complesso delle «Argille Scagliose». Il corrugamento di queste unità (cioè il piegamento e l'accavallamento tettonico degli strati) si è verificato, procedendo dal Dominio Ligure verso l'Avampaese Paleoadriatico, dal Cretaceo Superiore all'Eocene Superiore (tra 65 e 36 Ma), fino cioè alla completa chiusura del Bacino Ligure (una sorta di paleoceano che si estendeva tra la Paleoeuropa e la Paleoafrica. Gli eventi deformativi che cadono in questo intervallo di tempo vengono indicati con il nome di «fasi liguri» e hanno portato tra l'Eocene Superiore e l'Oligocene Inferiore ai rapporti di giacitura delle «falde tettoniche» indicate in fig. sotto.

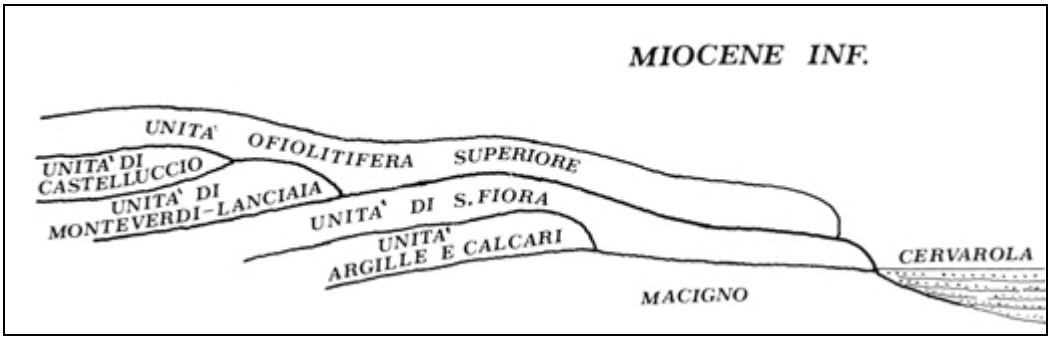
Evoluzione tettonica delle Unità del Bacino Ligure dal Cretaceo Inferiore all'Eocene Superiore – Oligocene Inferiore? Da considerarsi avvenuta nell'ambito del Bacino Ligure stesso durante la fase della sua chiusura; da Costantini et al. (1995) (cit.).

Nell'Oligocene Superiore si struttura, in corrispondenza del margine della Microplacca Adria, un sistema orogenetico di «catena-avanfossa» (=Paleoappennino-Paleoadriatico) (fig. sotto), che contraddistingue l'inizio della fase collisionale. All'interno di tale sistema si sviluppa una sedimentazione, in prevalenza clastica (cioè detritica, sabbioso-limoso-argillosa), in bacini fortemente subsidenti, detti di avanfossa, posti tra la catena montuosa e l'avampaese, ed in bacini più piccoli, detti bacini satelliti, a più debole subsidenza, situati sulla catena. Il sistema catena-avanfossa nord-appenninico ha subìto, dall'Oligocene all'Attuale, una migrazione verso l'avampaese, con spostamento inizialmente verso Est e successivamente verso NE dei depocentri (=centri di maggiore sprofondamento tettonico), ampia rotazione antioraria e graduale ricoprimento e corrugamento dei settori di avanfossa più occidentali. Gli eventi deformativi che coincidono con la fase collisionale vengono indicati con il nome di «fasi appenniniche».



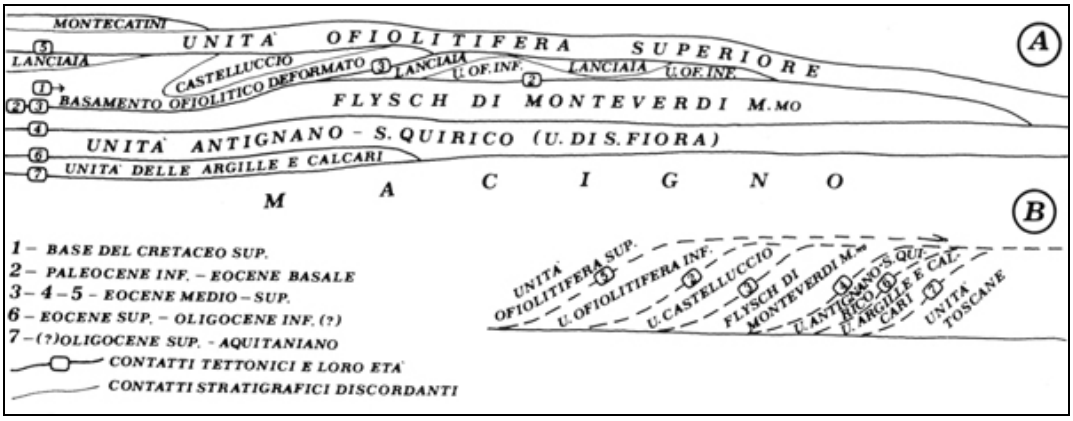
Evoluzione tettonica delle Unità derivate dal Bacino Ligure e dal Bacino Subligure. Da considerarsi avvenuta nell'ambito del Bacino Subligure fra l'Oligocene Inferiore e l'Oligocene Superiore; da Costantini et al. (1995) (cit.).

La strutturazione della Catena Paleoappenninica si verifica nel Miocene Inferiore. Durante tale evento si determina l'accavallamento delle Unità Subliguri e Liguri sul Dominio Toscano (fig. sotto): quest'ultimo subisce un forte corrugamento e va a sovrapporsi al Dominio Umbro-Marchigiano.



Evoluzione tettonica delle Unità derivate dai Bacini Liguri, Subligure e Toscano. Da considerarsi avvenuta nell'ambito del Bacino Toscano fra l'Oligocene Superiore e il Miocene Inferiore; da Costantini et al. (1995) (cit.).

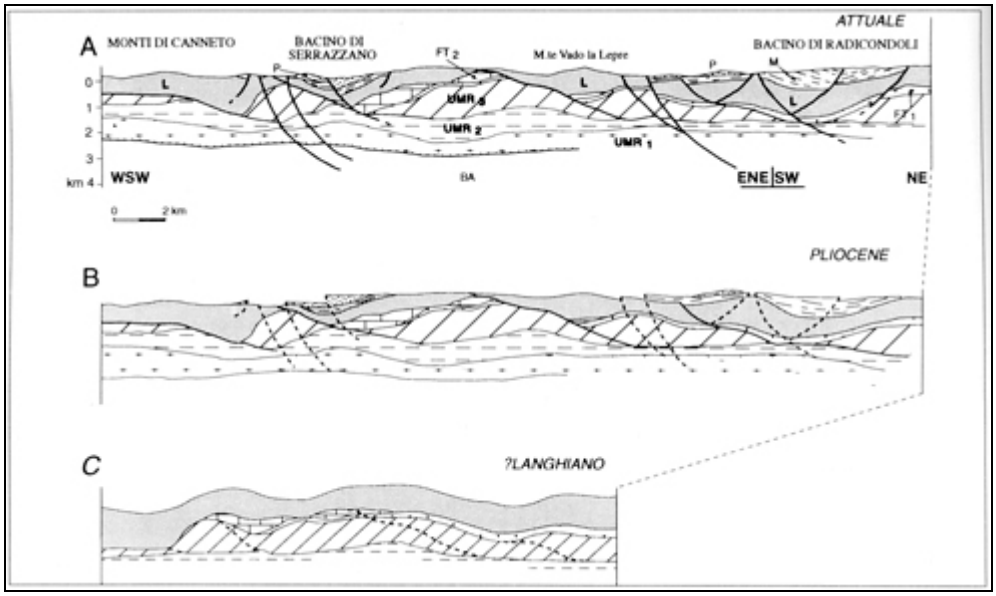
La Catena Paleoappenninica, pertanto, nel Miocene Medio (intorno 16 Ma) si configura come un edificio a falde di ricoprimento che sarà, più tardi, in gran parte smantellato dalla tettonica distensiva (post-collisionale). Essa si è sollevata in un'area ben più occidentale rispetto a quella nella quale si estende la Catena Appenninica attuale (fig. sotto).



Rapporti di giacitura attuali delle unità tettonico-stratigrafiche presenti nella Provincia di Livorno al di sopra del tetto dell'Unità Toscana.

L'assetto strutturale della Toscana ad occidente della Catena Appenninica attuale è dominato dalle deformazioni collegate alla tettonica distensiva post-collisionale che nel Neogene e nel Quaternario (negli ultimi 18 Ma) ha determinato il collasso e lo smembramento di questo ampio settore dell'Appennino Settentrionale. Recenti studi sul Tirreno Settentrionale e sui depositi epiliguri (cioè sedimentati al di sopra delle Unità Liguri) della Toscana Marittima (Isola di Pianosa compresa) pongono l'inizio degli eventi deformativi in regime di distensione alla fine del Miocene Inferiore. Ad iniziare da questo momento sono stati distinti nella Toscana Marittima due diversi eventi distensivi: durante il primo evento, riferito ad un intervallo di tempo compreso tra il Miocene Inferiore ed il Superiore (tra 16 e 6 Ma), si è verificata una denudazione della crosta superiore ad opera di faglie dirette a basso angolo e geometria complessa; ne è derivata una situazione geometrica molto caratteristica, nota con il nome di serie ridotta», che consiste nella elisione di forti spessori di successione stratigrafica dell'Unità Toscana e nella diretta ed anomala sovrapposizione delle Unità Liguri direttamente sulla formazione anidritica del Trias Superiore (210-200 Ma) o addirittura sui termini superiori dell'Unità di Monticiano-Roccastrada. Il grado di estensione è di almeno il 60%. Durante il secondo evento, che è riferito ad un intervallo di tempo iniziato durante la parte superiore del Miocene Superiore (circa 6 Ma), si sono sviluppate faglie a geometria listrica (cioè ripide in superficie e appiattentesi in profondità, secondo i dati dei sondaggi e dei rilievi geofisici) che hanno dato origine ad un sistema di fosse tettoniche, subparallele, allungate in

direzione da S-N a SE-NW, la cui apertura non si è verificata contemporaneamente ma è proceduta con gradualità da occidente ad oriente. Il grado di estensione calcolato in questo secondo evento è sensibilmente inferiore a quello del primo e si aggira su un valore di circa il 7% (fig. sotto).



Sezione geologica tra i Monti di Canneto e il Bacino di Radicondoli, eseguita sulla base dei rilevamenti di superficie e dei dati di numerosissime perforazioni ENEL e di indagini geofisiche. A - situazione attuale; B – ricostruzione al Pliocene; C – ricostruzione al Langhiano? (base del Miocene Medio, circa 18 Ma). P – Depositi del Pliocene; M – Depositi del Miocene Superioree; L – Unità Liguri e Subliguri; FT_2 - Successione toscana triassico-olocenica; FT_1 – Anidriti triassiche; UMR_3 – Gruppo del Verrucano triassico e delle formazioni paleozoiche; UMR_2 – Gruppo filladico-quarzitico; UMR_1 – Gruppo dei micascisti; BA – Complesso degli gneiss. Da P.Baldi, G.Bertini, G.M.Cameli, F.A.Decandia, I.Dini, A.Lazzarotto, D.Liotta "La tettonica distensiva postcollisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana Meridionale", Studi Geol. Camerti (vol. spec. 1994).

Nella Toscana Marittima esiste un'ampia documentazione attestante che lo sviluppo sedimentario neogenico-quaternario è stato in gran parte condizionato da movimenti verticali della crosta, indotti dalla tettonica distensiva post-collisionale, con conseguenti variazioni relative del livello del mare. A questo proposito è molto interessante il capitolo conclusivo della pubblicazione di R.D. Dallmeyer, F.A.Decandia, F.M.Elter, A.Lazzarotto, D.Liotta "*Il sollevamento della crosta nel quadro della tettonica distensiva post-collisionale dell'Appennino Settentrionale: nuovi dati dall'area geotermica di Larderello (Toscana Meridionale)*" in Studi Geol. Camerti (vol. spec. 1995): "Lo studio strutturale e l'analisi geocronologica permette di distinguere differenti stadi nell'evoluzione post-collisionale della Toscana Occidentale e di sottolineare due punti principali: il primo riguarda la migrazione verso i livelli più profondi della superficie di scollamento che corrisponde al limite reologico [al di sotto del quale mutano alcune condizioni fisico-chimiche delle rocce, che da «fragili» divengono «duttili»; il secondo riguarda l'importanza della variazione del flusso di calore. Questi due punti trovano una comune spiegazione nella evoluzione della tettonica distensiva che ha coinvolto la litosfera [involucro esterno della Terra, normalmente delimitato dalla superficie di discontinuità di Mohorovičic] già ispessitasi durante l'orogenesi: il processo di dissipazione della radice litosferica, inizialmente, e l'assottigliamento della litosfera, successivamente, hanno causato: l'avvicinamento dell'astenosfera [parte superiore del mantello terrestre] alla superficie, l'aumento del flusso di calore, lo sviluppo di condizioni di AT/BP [cioè sviluppo di minerali di alta temperatura e bassa pressione] e la fusione parziale della litosfera.

L'aumento del flusso di calore ha favorito inoltre, il sollevamento delle rocce più profonde e la migrazione del passaggio [reologico] fragile/duttile".

Molto più difficile è invece documentare, in sedimenti che siano stati notevolmente interessati dall'attività tettonica, gli effetti di una ciclicità del livello del mare derivante dalle variazioni delle masse glaciali per fattori climatici e della circolazione oceanica.

Sulla base delle analisi degli ambienti di sedimentazione e della identificazione delle discontinuità di carattere regionale è stato possibile suddividere la «Successione sedimentaria neogenico-quaternaria del versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale» (ex «Successione Neoautoctona» per gli specialisti di vecchia maniera ancora convinti della presenza effettiva in profondità di un autoctono toscano) in otto unità deposizionali (dette UBSU; oggigiorno nessuno si salva dalle sigle!). A queste si aggiunge un'unità deposizionale in precedenza indicata come «epiligure e corrispondente all'Arenaria di Ponsano, (località presso Volterra) nella quale affiora questo sedimento secondo lo schema seguente nell'ordine dall'alto:

Unità di Chiani-Tevere-Montescudaio (Pleistocene Inferiore)

Unità Pliocene III (Pliocene Superiore o, più correttamente, Villafranchiano Inferiore in quanto continentale)

Unità Pliocene II (Pliocene Medio, presente a Pianosa e a Sud di Volterra)

Unità Pliocene I (Pliocene Inferiore e Medio)

Unità Lago-mare (Miocene Superiore)

Unità di Castelnuovo (Miocene Superiore)

Unità dell'Acquabona-Spicchiaiola (Miocene Superiore)

Unità del "Lignitifero" (Miocene Superiore, o, più correttamente, Turoliano in quanto continentale)

Unità di Ponsano (Miocene Medio, nel Grossetano, nel Senese e nel Volterrano) all'Isola di Pianosa Miocene Inferiore-Medio.

Quest'ultima stringata sintesi dell'Appennino Settentrionale, è opera in gran parte della Scuola di Siena, iniziata dal prof. E.Giannini e continuata dal prof. A.Lazzarotto ed è comparsa nelle note illustrative dei Fogli a scala 1:50.000 Pomarance (a cura del prof. F.Sandrelli, ordinario di Geologia del Quaternario a Siena), Massa M.ma (a cura del prof. A.Costantini, ordinario di Sedimentologia a Siena), e del Foglio Volterra (di mia cura). Per il Foglio Rosignano M.mo (ancora a cura mia) tutto è pronto da oltre dieci anni, ma attualmente il glorioso Servizio Geologico d'Italia, fondato con questo nome nel 1873 da Quintino Sella, è stato prima distrutto e poi ristrutturato come APAT, a maggior «gloria» degli attuali rinnovatori delle Istituzioni italiane. Tutto in una grande confusione tanto che i primi Fogli suddetti sono usciti a spese del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena e del quarto (uno degli undici «Prototipali» affidati al C.N.R.) non conosco la fine che ha fatto e tanto meno quella che gli faranno fare!

LA MINERALOGIA, LA PETROLOGIA, LA GEOFISICA E LA GEOCHIMICA

Finora non ho trattato dei livornesi che, a partire dal XX secolo ad oggi, si sono occupati di Mineralogia, di Petrologia e di scienze affini, quali la Geofisica e la Geochimica. In realtà sono molti, anche perché la maggior parte di loro è allieva del compianto prof. Giorgio Marinelli, ordinario di Petrografia a Pisa, fiorentino di nascita e di studi ma appassionato subacqueo e di vita sul mare e che quindi è sempre stato particolarmente lieto di circondarsi di allievi livornesi. Tra questi ricordo il dott. Aldo Brondi e il dott. Francesco Mazzoncini entrambi entrati a far parte del Comitato ricerche Nucleari; il primo è passato all'ENEA e fa parte della Commissione Ambiente, Territorio e Lavori Pubblici della Camera dei Deputati, il secondo, ormai deceduto, ha preferito seguire una completa indipendenza come libero professionista nell'area di Porto Cervo. Altri due allievi livornesi di Marinelli sono Roberto Mazzuoli, attualmente ordinario di Petrologia Applicata a Pisa e il dott. Sergio Borsi, attivo nel campo della cronologia radiometrica fino alla morte prematura.

Fra i cultori delle imprese sul territorio non si può non ricordare i membri della famiglia De Larderel che, trasferitisi a Livorno nel XVIII secolo ne fecero la base per le loro attività industriali nell'alta val di Cecina, inizialmente per l'estrazione dell'acido borico, effettuato dal 1818 dalla Società De Larderel con soci e, successivamente, dal solo Francesco De Larderel. Sotto la sua direzione e con le sue esperienze furono perfezionate le tecnologie di produzione con l'impiego dei primi impianti di perforazione con piano di lavoro su castello, di pozzi rivestiti di tubi di ferro e di argani azionati dal vapore endogeno. Il 15/ 7/ 1904 le sperimentazioni eseguite sotto la direzione di Piero Ginori Conti, ancora nell'ambito della Società De Larderel, conducevano all'accensione di cinque lampade elettriche per mezzo del collegamento di un motore alimentato da fluido geotermico: era l'inizio di una nuova era e di un nuovo indirizzo produttivo per la Società De Larderel, verosimilmente più interessante dell'estrazione del borace, attività oggi abbandonata mentre la produzione di elettricità dall'energia geotermica è stata assunta dall'ENEL dal 1965. Agli inizi del 1991 la Vice Direzione Attività Geotermiche dell'ENEL espresse l'interesse a verificare l'applicabilità delle metodologie e tecniche d'indagine crostale adottate nel CROP (CROsta Profonda), anche nella regione compresa tra le aree geotermiche di Larderello e Monte Amiata, al fine di giungere ad una migliore comprensione dei rapporti tra le strutture profonde e la presenza dei campi geotermici. L'esecuzione dei profili CROP, che nella Provincia di Livorno si estendono sull'area di Campiglia M.ma e nella Piattaforma continentale Toscana, venne preceduta da una serie di studi preliminari di carattere geologico e geofisico, condotti da esperti e ricercatori sotto il coordinamento del Consiglio Scientifico, pubblicati nel Volume speciale 1994/1 degli Studi Geologici Camerti. Nel 2001 Erga S.p.A., Società del Gruppo ENEL, ha stipulato una convenzione di collaborazione con le Unità del Programma di Ricerca MURST 2000 (Università di Siena, Roma, Trieste e Pisa), per l'interpretazione integrata del profilo sismico CROP 18, mettendo a disposizione i dati del profilo stesso. Sull'argomento dovremo tornare a riguardo dei campi minerari di Campiglia M.ma e dell'Isola d'Elba mentre sulle numerose novità su quanto riguarda il sottosuolo dei campi vaporiferi di Larderello mi sono intrattenuto nel capitolo precedente.

Un'altra famiglia trapiantata a Livorno nel XX secolo è quella dei Donegani, tra i quali Guido rilevò la Società anonima delle Miniere di Montecatini Val di Cecina, dopo la loro chiusura nel 1907, e finì per realizzare la Montecatini S.p.A., con sede a Milano, l'importante società che, fondendosi in seguito con la Edison, ha dato vita alla Montedison, una delle più prestigiose società italiane in campo chimico-minerario.

Risale al 1912 l'inizio degli impianti nella Piana di Rosignano della Soc. Solvay, con le sue produzioni chimiche che hanno richiesto importanti interventi di natura estrattiva: inizialmente nel Calcare di Rosignano della miocenica Unità dell'Acquabona-Spicchiaiola e, riconosciutane la non adatta costituzione per gli scopi produttivi, nel Calcare Massiccio giurassico della Serie Toscana della grande cava aperta a San Carlo, oltre, ovviamente, nell'estrazione del salgemma presso Ponteginori in Provincia di Pisa. La localizzazione in Toscana di questi stabilimenti legati alla forte personalità del loro fondatore, il belga Ernesto Solvay, ha determinato un netto impatto ambientale nel paesaggio e nella società toscani, al tempo prevalentemente agricoli, in quanto fu improvviso, non preceduto da periodi di lunga acclimatazione nella società locale come nel caso di altre famiglie di imprenditori (tipici sono gli esempi dei francesi De Larderel e dei milanesi Donegani). Così non solo la Soc. Solvay ha costruito le ciminiere più alte di tutta la Toscana, una *pipe line* per la conduzione della salamoia di salgemma da Ponteginori a Rosignano, pontili a Vada, un lago a Santa Luce, ecc., ma, con i suoi tre paesi «industriali» di Rosignano Solvay, San Carlo e Ponteginori, dalle solide case tutte costruite con mattoni refrattari, ha impresso un suo indelebile «marchio Solvay» molto mitteleuropeo e senza dubbio funzionale e moderno, ma decisamente contrastante con il pur aspro paesaggio dell'inizio settentrionale della Maremma.

Nella parte meridionale dei Monti Livornesi, tra Campolecciano e Castiglioncello, sono state attive miniere di giacimenti filoniani di magnesite ($MgCO_3$) in modo continuativo tra il 1914 e il 1929 e saltuario fino al 1939; nel 1938 furono iniziate ricerche per la coltivazione di un solfuro di ferro in località Macchia Escafrullina, poco lungi dalle miniere precedenti. In quest'ultima località

il minerale era costituito in prevalenza da Pirite (FeS_2), cristallizzata nel sistema cubico, e subordinatamente da marcasite (FeS_2), cristallizzata nel sistema rombico. Di queste imprese, definitivamente chiuse con il sopraggiungere della seconda guerra mondiale, hanno dato particolareggiati resoconti i livornesi dott. G. Bracci e il prof. P. Orlandi (associato di Mineralogia a Pisa) nell'ambito delle attività del Museo di Storia Naturale di Livorno (Suppl. 1, vol. 6, 1986) e il dott. A. Fei con "*Storia mineraria dei Monti Livornesi: l'escavazione della magnesite di Castiglioncello (LI)*" e con "*Un esempio di «virtuosismo minerario autarchico» l'escavazione della* marcassite *(pirite melnikovitica) della Macchia Escafrullina – Monti Livornesi (1938-1942)*" entrambi nella collana dei Nuovi Studi Livornesi, rispettivamente del 1999 e del 2002-2003. La minerogenesi di tutti questi giacimenti è stata attribuita da G.Marinelli ("*Il giacimento di "marcasite" e magnesite nelle serpentine di Macchia Escafrullina (Rosignano M.mo)*". Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 62, 1955) all'azione idrotermale di acque, particolarmente ricche in anidride carbonica e in minor quantità in acido solfidrico, risalite lungo le faglie distensive collegate con i filoni.

Tra le attività industriali sviluppatesi in connessione al Porto di Livorno tra gli anni Venti e Trenta L.Bortolotti, nel suo volume "*Livorno dal 1748 al 1958*" ricorda: "Nella zona così predisposta [cioè quella limitrofa al Porto Nuovo tra la Fortezza Vecchia e il Calambrone] e nelle vicinanze si installarono una dozzina di importanti industrie, particolarmente chimiche, metallurgiche (per la lavorazione del rame, dello zinco, del piombo), siderurgiche (tubi)…". E' probabile che i minerali per queste attività in parte provenissero dal Campigliese, specialmente da quando all'Italia furono imposte le sanzioni per l'aggressiva impresa colonialista contro l'Etiopia.

Sulla zona mineraria di Campiglia M.ma si è espresso recentemente ("*I minerali e le miniere del Campigliese*") il prof. G.Tanelli, ordinario di Mineralogia a Napoli, nel Suppl. n.° 2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno (1993): "… rappresenta, per le sue emergenze naturalistiche e storiche, un patrimonio ambientale e culturale di grandissimo valore. Nel territorio si trovano mineralizzazioni a rame, piombo, zinco, ferro e stagno che sono state oggetto di attività estrattive almeno dal I millennio a. C. fino agli anni Settanta. Le attività estrattive sono ricche di testimonianze storiche ed archeologiche relativamente al periodo etrusco, medioevale, cinquecentesco ed industriale. Di particolare rilievo naturalistico sono i giacimenti a *Skarn* [nome di origine scandinava attribuito a rocce metamorfiche per contatto] già coltivati nella Valle dei Lanzi e del Temperino per minerali di ferro, rame, zinco e piombo. Si tratta di corpi mineralogici conosciuti e studiati a livello internazionale e caratterizzati dalla presenza di ilvaite [$CaFe^{+2}{}_2Fe^{+3}(SiO_4)_2(OH)$], hedembergite [$CaFe^{+2}Si_2O_6$], johansenite [$CaMnSi_2O_6$], epidoto [$Ca_2(Al,Fe^{+3})_3(SiO_4)_3(OH)$] e granato [nome generico dato a minerali di Fe-Al, di Mn-Al e di Ca-Al] e numerosi altri minerali strettamente associati a filoni di porfido, completamente incassati in livelli di marmi bianchi [della Serie Toscana]".

Riguardo alla minerogenesi G.Tanelli così si esprime: "Vi è tutta una serie di evidenze e di dati che ci portano a ritenere che, nelle fasi iniziali di circolazione, le soluzioni avessero una derivazione magmatica, alla quale, con il tempo, si è sovrapposta fino a sostituirla completamente, come attualmente accade a Larderello, una circolazione di soluzioni di esclusiva origine meteorica. Queste si formano con dei meccanismi che nella loro essenzialità possono essere come di seguito descritti. Acque meteoriche fredde penetrano nel sottosuolo dove subiscono un generale riscaldamento geotermico e dove si arricchiscono selettivamente degli elementi e composti chimici presenti nelle rocce e negli adunamenti minerali in genere con cui vengono in contatto. Quale conseguenza del riscaldamento, le soluzioni tendono a risalire verso l'alto, trasportando, e nel caso depositando, il contenuto in elementi chimici di cui si erano dotati. Laddove le soluzioni raggiungono la superficie terrestre si hanno quelle manifestazioni tipo fumarole, lagoni, sorgenti calde e *geyser* [sorgenti termali con getti intermittenti], tipiche delle zone geotermicamente attive del Pianeta e che ancora oggi è possibile osservare a Sasso Pisano e a Monterotondo M.mo.

In particolari situazioni geologico-strutturali ed idrogeologiche, quali ad esempio quelle di Larderello, le soluzioni possono ristagnare entro la crosta, con conseguente formazione di sacche di

vapore endogeno, le quali, captate mediante perforazioni, vengono utilizzate, come è noto, per produrre energia.

Tornando al Campigliese, dobbiamo ritenere che i fluidi idrotermali fossero, nelle loro fasi iniziali, particolarmente arricchiti, oltre che in sodio, potassio, silicio, ossigeno e zolfo, anche in rame, piombo, zinco, argento, stagno e tungsteno, in quegli elementi cioè che in varia misura troviamo concentrati nei giacimenti metalliferi del territorio.

Questi fluidi, caratterizzati da una notevole pressione interna e da temperature iniziali attorno a 400°-450°C, tendono a risalire verso l'alto, passando attraverso le spaccature presenti nelle rocce ignee e nei marmi. Interagendo con i corpi ignei già consolidati, li arricchiscono in modo particolare in sodio e potassio, realizzando così quegli estesi fenomeni di alterazione idrotermale alcalina presente sia nel granito di Botro ai Marmi, sia nei filoni di porfido delle zone mineralizzate. Per inciso possiamo rilevare che proprio i fenomeni di arricchimento idrotermale alcalino, in particolare sodico, hanno conferito al granito di Botro ai Marmi quelle caratteristiche mineralogiche che ne fanno una materia prima particolarmente apprezzata in campo ceramico.

Successivamente, secondo un meccanismo di sostituzione metasomatica [cioè volume per volume], le soluzioni, fluendo nelle fratture dei marmi a temperature decrescenti da 400° a 250°C, esplicano un'intensa dissoluzione delle masse calcaree, arricchendosi quindi in calcio, anidride carbonica e manganese, originariamente presenti nei minerali carbonatici. Negli spazi prodotti dai processi di dissoluzione precipitano nuovi minerali che contengono nella loro struttura cristallina sia elementi chimici originariamente dispersi nel magma, sia elementi già presenti nelle masse calcaree sostituite. Questi nuovi minerali sono rappresentati da silicati di calcio, ferro, magnesio e manganese (hedembergite, ilvaite, johannsenite, diopside [$CaMgSi_2O_6$], granato, epidoto, ecc.), i quali, frammisti a solfuri e ossidi di minerali economici, in particolare calcopirite [$CuFeS_2$], magnetite [$Fe^{+2}Fe^{+3}{}_2O_4$], sfalerite [(Zn,Fe)S] e galena [PbS], formano degli ammassi irregolari. Questi rappresentano le tipiche mineralizzazioni a *Skarn* di sostituzione che, completamente incassate nei marmi bianchi, si ritrovano nelle valli del Temperino e dei Lanzi, in stretta relazione spaziale con i filoni di porfido alterato.

Al Temperino e nella limitrofa Valle dell'Ortaccio sono localizzate le ben note mineralizzazioni a rame mentre nella Valle dei Lanzi, sono state intensamente coltivate, fino agli anni '60, masse a *Skarn* mineralizzate prevalentemente a galena argentifera e sfalerite. Altre più modeste masse di *Skarn* a calcopirite, con tracce di cassiterite [SnO_2] e scheelite [$CaWO_4$] e caratterizzate dalla presenza di diopside, vesuviana [$Ca_{10}Mg_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$] e wollastonite [$CaSiO_3$], sono presenti sia entro i marmi grigi dolomitici all'intorno del corpo granitico di Botro ai Marmi, sia nel sottosuolo di Monte Valerio.

Oltre ai depositi primari a *Skarn*, nel Campigliese sono presenti ammassi limonitici a ossidi e idrossidi di ferro, in passato oggetto di una qualche attività estrattiva. Alcune di queste mineralizzazioni, come nel caso degli ammassi limonitici di Colle S. Antonio in Valle Lanzi e in genere di tutti i «cappellacci a ferro» che segnano le zone di affioramento degli *Skarn*, rappresentano dei depositi secondari residuali, prodotti dall'alterazione dei silicati, ossidi e solfuri degli *Skarn* e dalla successiva minerogenesi supergenica. Fra i minerali di alterazione, accanto a specie comuni quali goethite [$Fe^{+3}O(OH)$ cristallizzata nel sistema rombico classe bipiramidale], lepidocrocite [$Fe^{+3}O(OH)$ cristallizzata nel sistema rombico classe pinacoidale], cuprite [Cu_2O], anglesite [$PbSO_4$] ed altri, si trovano rare specie di solfati, carbonati, arsenicati, cloruri, fosfati, silicati e ossidi…

Nel Campigliese gli ammassi di ossidi di ferro sono anche presenti con giaciture e morfologie sensibilmente diverse da quelle sopra descritte, riflettendo in ciò una storia genetica un po' differente. E' questo il caso delle belle mineralizzazioni listate a limonite [nome generico indicante associazioni varie di ossidi di ferro idrati] e calcite [$CaCO_3$] presenti a Campo alle Buche, nonché delle celebri masse limonitiche, con disseminazioni di cassiterite, di Monte Valerio che, come è noto, si ritiene fossero già conosciute in epoca etrusca. Queste mineralizzazioni appaiono talora palesemente legate a cavità di tipo carsico e in giaciture non strettamente contigue alle masse di

Skarn. Sebbene un'esauriente modellizzazione dei meccanismi genetici che hanno portato alla loro formazione non sia stata ancora raggiunta, è ragionevole ritenere che esse rappresentino, almeno in parte, il prodotto di un processo minerogenico articolato nei seguenti punti essenziali. Alterazione delle mineralizzazioni primarie a *Skarn* e trasporto degli elementi mobilizzati ad opera di soluzioni basso termali, la cui circolazione si sviluppa entro certi circuiti idrogeologici che interessano, nelle loro parti più superficiali, fenomenologie erosive e idrauliche di tipo carsico.

Gli ammassi a ferro e in subordine stagno tipo Campo alle Buche e tipo Monte Valerio, ai quali possiamo aggiungere le masse alunitiche [$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$] e caolinitiche [$Al_2Si_2O_5(OH)_4$] che si trovano in Valle Pozzatello, vengono quindi a rappresentare i fenomeni espletatesi nelle fasi tardive del sistema minerogenico idrotermale del Campigliese. Un sistema attivo circa 6 milioni di anni fa e ormai sostanzialmente fossile, ma la cui «coda» è ancora presente con le sorgenti di acqua calda che si trovano a Caldana".

Venendo alle attività minerarie del XX secolo dopo il fallimento nel 1910 della Società Etruscan Copper Estate Mines, ancora G.Tanelli informa: "Successivamente…le attività estrattive per minerali metalliferi nel Campigliese divengono numerose, e nel periodo compreso fra le due guerre, praticamente tutte le mineralizzazioni sono oggetto di una più o meno intensa attività estrattiva. Con la fine della Seconda Guerra Mondiale cessarono praticamente le coltivazioni per il ferro e lo stagno, e quindi, agli inizi degli anni '60 terminarono le coltivazioni in Valle Lanzi, seguìte in questa sorte una ventina di anni dopo, da quelle della Valle del Temperino.

Oggi nel territorio, perdurano soltanto le attività estrattive per minerali non metalliferi e rocce industriali, rappresentate dalla miniera di feldspato [$K(AlO_2)(SiO_2)_3$] di Botro ai Marmi, dalle cave di Calcare [$CaCO_3$] di Monte Calvi e di Valle Lanzi, e da quelle di Monte Valerio". Alla drastica diminuzione delle attività estrattive è seguìto un incremento dei cercatori di minerali da collezione mentre si è sviluppato un interessante turismo minerario che ha il suo fulcro nel Parco Archeologico Minerario di San Silvestro, con la sua rocca centrale che si pone come un interessante modello di attività di lavorazione mineraria e metallurgica collegata al sistema signorile medievale.

La campigliese dott.ssa A.Casini, del Dipartimento di Archeologia e Storia delle Arti dell'Università di Siena, nel suo saggio "*Archeologia di un territorio minerario: i Monti di Campiglia* ", uscito nel Suppl. n° 2 ai Quad. Mus.Stor.Nat. di Livorno, XIII (1995), rende conto di alcune tipologie delle escavazioni minerarie antiche, medievali e rinascimentali: "Il tipo di tecnica estrattiva «antica» che si ritrova identica in un lungo periodo di tempo (dal VII secolo a.C. al XIV secolo d.C.) presenta alcune caratteristiche riconoscibili che la identificano in maniera precisa. Queste caratteristiche sono le tracce di attrezzi lasciate sulle pareti, le tracce degli alloggi di strutture lignee che completano il quadro del cantiere di lavoro all'interno della miniera ed infine il tipo di mineralizzazione residua che permette di capire il metodo di coltivazione e la capacità di riconoscere le parti ricche di minerale utile. La coltivazione antica è sempre «a seguire il filone» e si concentra solamente nelle zone di idrossidazione e di ossidazione dello *Skarn* per la facilità di estrazione del materiale e per il fatto che al suo interno era possibile recuperare sia gli ossidi ed i carbonati che i solfuri di rame e di piombo argentifero…Nel Rinascimento si verifica la prima grande cesura nel cambiamento delle tecniche di lavorazione. Il metodo di abbattimento è sempre con punteruolo e mazzetta, ma cambia totalmente il metodo di coltivazione. Non si segue più il filone all'interno della massa mineralizzata, si aprono invece grandi cave a cielo aperto o enormi sale voltate che tagliano le gallerie dei lavori precedenti riuscendo in questa maniera ad esaurire tutto il giacimento…Per la prima volta viene introdotta la tecnica del traverso banco. Si scavano gallerie e pozzi di ribasso nella roccia per raggiungere più facilmente le sale di coltivazione e facilitare la risalita del minerale permettendo di collegare i vari livelli delle gallerie di coltivazione".

Dal distretto minerario di Campiglia M.ma spostiamoci all'Isola d'Elba tenendo presente quanto asserito dal livornese prof. P. Orlandi e dal prof. F.Pezzotta nel 1996 nel loro bel libro "*Minerali dell'isola d'Elba*": "Gli Etruschi, popolo di «minatori» per eccellenza, la cui prosperità socio-economica ed il cui sviluppo furono legati in gran parte alla rilevanza dei numerosi giacimenti

metalliferi presenti nel loro territorio, coltivarono le miniere dell'Elba lasciando ingenti tracce di questa attività. Dopo aver disboscato praticamente l'intera Elba e forse anche le vicine isole dell'Arcipelago Toscano per ricavare il legname da impiegare nella fusione del minerale, essi cominciarono a trasportare il minerale a Populonia, già centro commerciale a sostegno delle miniere del Campigliese, buon approdo naturale e prossima ai folti boschi della Maremma, che divenne il centro siderurgico più importante dell'antichità.

Il minerale veniva fuso in forni simili a quelli di tipo catalano dove, disposto in strati alterni con carbone di legna, dava origine ad un prodotto spugnoso ed a scorie ancora notevolmente ricche in metallo che gli etruschi stessi scaricarono sopra la loro necropoli di Baratti, ricoprendola e sottraendola alla conoscenza dell'uomo fino agli anni 1908-1914, quando il fabbisogno di ferro richiamò l'attenzione dell'industria e le scorie furono oggetto di escavazione mineraria".

Gli stessi Autori ricordano come l'Elba prima che fosse conosciuta per i minerali di ferro venne sfruttata per quelli di rame dagli eneolitici che hanno lasciato residui di escavazioni nella collina prominente Portoferraio, a Capo Pomonte, a Cava dell'Oro e sul Monte Perone. Attualmente le miniere di ferro, tutte inattive, si trovano lungo la costa orientale dell'isola tra Cavo e Punta Calamita. Sulla loro genesi traggo, ancora dal lavoro di P.Orlandi e F.Pezzotta: "A causa dell'evoluzione delle scienze geologiche con il passare degli anni, e del progressivo incremento della quantità e della qualità dei dati, sono state formulate ipotesi che si sono via via evolute nel tempo. In particolare le ipotesi più antiche, strettamente epigenetiche [cioè di un minerale di formazione posteriore alla roccia nella quale è incassato], hanno considerato l'origine del ferro come derivata da <<fluidi mineralizzanti>> originatisi dai granitoidi del cosiddetto plutone di Porto Azzurro …[questo si troverebbe in profondità al di sotto della porzione centro-orientale dell'isola. Il tetto di tale plutone sarebbe stato incontrato più volte con sondaggi alcuni chilometri a Nord di Porto Azzurro. Con riferimento al livello del mare, L.Trevisan, nel 1950 (cit.), ne segnala la presenza a –179 m, mentre poco più a Nord G.Marinelli, nel 1959 ("*Le intrusioni terziarie dell'isola d'Elba*". Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.,A) lo segnala a –215 m ed a –232 m]. In tale ipotesi i giacimenti della parte sud dell'Elba orientale (Calamita, Ginevro, Sassi Neri, Capo d'Arco, Torre di Rio) sono considerati di tipo <<pirometasomatico>> [cioè dovuti a sostituzione molto intensa di uno o più minerali con altri senza variazione di volume], in ammassi di sostituzione o filoniani. I giacimenti della parte nord sono considerati come dei giacimenti mesotermali più o meno guidati da fratture, in filoni-strato (Rio Marina) o di sostituzione entro le rocce carbonatiche (Fornacelle, Conche, Rio Albano). La formazione dei giacimenti detti «pirometasomatici» e mesotermali è attribuita nel 1952 da A.Debenedetti ("*Osservazioni geologiche nelle zone minerarie dell'Isola d'Elba*". Boll. Serv. Geol. D'It., 74) ad una medesima azione mineralizzante con una zonazione a termalità decrescente da Sud verso Nord, associata all'aumentare della profondità del corpo magmatico intrusivo.

In tempi successivi furono sviluppate teorie singenetiche. Nel 1964 e nel 1965 J.Bodechtel ("*Die Hematit-Magnetit Paragenese in den Eisenerzen der Toskana und der Insel Elba und ihre genetische Deutung*". Fortschr. Mineral., 41; "*Zur Genese der Eisenerze der Toskana und der Insel Elba*". Neues Jahrbuch Min. Abhandl, 103) considera i giacimenti dell'Elba di origine sinsedimentaria, legati alla trasgressione retica (Calcare Cavernoso del Triassico Superiore). Pertanto l'intrusione di Porto Azzurro avrebbe rimobilizzato e trasformato le mineralizzazioni preesistenti contenute entro le rocce sedimentarie, piuttosto che fornito gli elementi della mineralizzazione…

P.Zuffardi nel 1990 ("*The iron deposits of the Elba Island (Italy): Remarks for a metallogenic discussion*". Mem. Fis. Ac. Lincei IX) propone infine una teoria genetica unitaria per tutti i giacimenti minerari dell'Elba orientale, il cui ferro si sarebbe depositato tramite processi sedimentari in bacini nei quali erano presenti ambienti a salinità favorevole. L'intrusione del corpo granitico di Porto Azzurro avrebbe generato un metamorfismo di contatto, con formazione di circuiti idrotermali che avrebbero rimobilizzato e concentrato minerali già presenti entro le rocce attraversate dai fluidi… Tali fluidi idrotermali spesso trasportano ingenti quantità di elementi

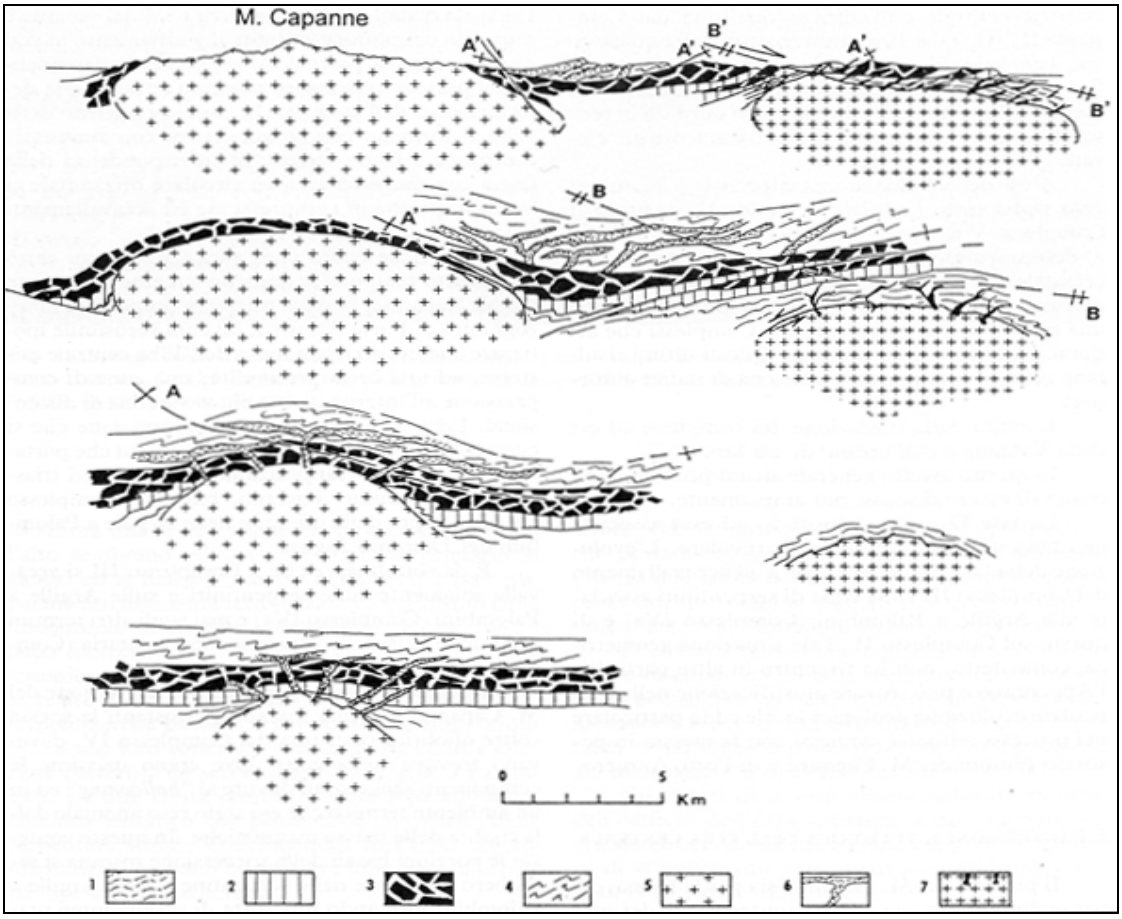
chimici estranei alle rocce che attraversano. Qualora le rocce interessate siano di origine carbonatica, lungo i giunti di stratificazione o le fratture, possono iniziare dei processi di soluzione e cristallizzazione che portano ad una sostituzione volume per volume (metasomatismo) della roccia originaria. Nel caso degli *Skarn* dell'Isola d'Elba, i nuovi minerali sono principalmente silicati di calcio e ferro, quali hedembergite, ferropargasite [$NaCa_2(FeMg)_4Al(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$], ilvaite, epidoto ed andradite [$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$], frammisti a quantità variabili di solfuri, ossidi, quarzo e calcite". In una sintesi molto semplificata delle minerogenesi dei distretti minerari di Campiglia M.ma e dell'Elba orientale appaiono molti elementi comuni: i minerali di ferro si sono formati per metasomatismo su rocce in prevalenza calcaree delle Unità Toscane (nel primo solo della non metamorfica, nel secondo di entrambe le Unità toscane) per azione di fluidi idrotermali in regimi di alte temperature per presenza di intrusioni magmatiche in risalita (rispettivamente la Quarzomonzonite di Botro ai Marmi e la Quarzomonzonite di Porto Azzurro, fin dal 1950 rilevata da L.Trevisan in grossi filoni nell'unità inferiore di Monte Calamita).

Per quanto riguarda il plutone del Monte Capanne, che con i suoi filoni aplitico-pegmatitici [a grana minuta, i primi, a grana grossolana fino a gigantesca, i secondi] costituisce la maggior parte dell'Elba occidentale, e la maggiore struttura di questo tipo in Toscana, la descrizione più concisa e moderna si deve ancora al citato libro di P.Orlandi e F.Pezzotta: "La facies più diffusa del plutone è un monzogranito a grana media, all'interno della quale si trovano zone più decisamente porfiriche, caratterizzate da grossi cristalli di feldspato potassico. I componenti fondamentali sono quarzo [SiO_2] plagioclasio (con contenuto in anortite [$Ca(Al_2Si_2O_8)$] variabile da 40 a 12%), feldspato potassico e biotite [$K(Mg,Fe)_3(Al,Fe)Si_3O_{10}(OH,F)_2$] e gli accessori apatite [$Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$] zircone [$ZrSiO_4$], titanite [$CaTiSiO_5$], tormalina [$(Na,Ca)(Mg,Al)_6[B_3Al_3Si_6(O,OH)_{30}]$], ilmenite [$FeTiO_3$]. I componenti secondari sono clorite [$(Mg,Fe,Al)_{12}(Si,Al)_8\ O_{20}(OH)_{16}$], sericite [$KAl_2[(OH,F)_2AlSi_3O_{10}]$], calcite, ed una piccola quantità di minerali di alterazione. Vicino al contatto con l'incassante non mancano granuli dispersi di ercinite [$FeAl_2O_4$], e localmente abbondante cordierite [$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$] [secondo le determinazioni effettuate nel 1989 da G.Poli, P.Manetti e S.Tommasini ("*A petrological review on Miocene-Pliocene intrusive rocks from southern Tuscany and Tyrrhenian sea (Italy)*". Per. Mineral., 58) e nel 1933 da F.Bussy ("*Enclaves of the Late Miocene Monte Capanne granite, Elba Island, Italy*". In: J.Didier e B.Barbarin Eds "*Enclaves and granites Petrology Developments in Petrology*". Elsevier, 13]. L'età del plutone (che è quindi uguale a quella dei filoni pegmatitici) è stata valutata con metodi radiometrici (Rb/Sr) ed è attorno a 6.7-6.9 milioni di anni (G.Ferrara e S.Tonarini, 1985 "*Radiometric Geochronology in Tuscany: result and problems*". Rend. Soc. It. Mineral e Petrol., 40) [il primo, livornese ora deceduto, ha tenuto la cattedra di Geocronologia e Geochimica isotopica all'Università di Pisa, la seconda rosignanina, allieva del primo, è ricercatrice]. La classificazione delle rocce intrusive del Monte Capanne è problematica. Considerando la moda, la chimica, la morfologia degli zirconi e la presenza di inclusi mafici microgranulari, tali rocce presentano un carattere calc-alcalino. Viceversa, l'abbondanza di xenoliti [interclusi allotigeni] di rocce scistose metasedimentarie, la presenza di facies a cordierite, e la distribuzione di alcuni elementi chimici in tracce, indicano caratteristiche da rocce granitoidi peralluminose. G.Poli, P. Manetti e S.Tommasini nel 1989 (cit.), sulla base di dati geochimici ed isotopici, ipotizzano che il granito del Monte Capanne si sia originato da un magma anatettico derivato dalla fusione parziale di rocce metapelitiche (sedimenti argillosi metamorfosati), metasomaticamente arricchito in elementi volatili. Un magma subcrostale potassico probabilmente ha fornito la fonte di calore per la fusione delle rocce metapelitiche, oltre a mescolarsi in parte con il magma anatettico crostale.

Il plutone ha intruso, con deformazioni e sciami di filoni, le rocce dell'unità tettonica [Unità ofiolitifera, secondo lo schema riportato sopra da A.Lazzarotto], costituite da ofioliti, radiolariti, marne e *flysch* [roccia sedimentaria clastica, sinorogenetica]. L'intrusione ha inoltre prodotto una aureola metamorfica con facies di *Hornfels* [rocce metamorfiche di contatto, derivate da rocce sedimentarie, generalmente clastiche] ad orneblenda [minerale del Gruppo degli Anfiboli a composizione varia e complessa, comune nelle rocce metamorfiche].

Sebbene filoni aplitici ed aplitico-pegmatitici siano distribuiti con abbondanza variabile attorno a tutto il plutone, i filoni che hanno fornito le famose geodi contenenti le note cristallizzazioni di minerali sono distribuiti lungo il margine orientale del corpo intrusivo. Le località più famose sono situate attorno ai paesi di S. Piero in Campo e S. Ilario in Campo. La dimensione dei filoni ricchi di minerali varia, con spessore da pochi centimetri a circa due metri, e con una lunghezza sino a circa 20 metri. Una notevole abbondanza di cavità miarolitiche [piccole cavità tappezzate di minerali ben cristallizzati] entro filoni pegmatitici, per motivi metrologici, sarebbe indicativa di pressioni poco elevate al momento della cristallizzazione; la straordinaria abbondanza di cavità di molti filoni elbani lascia quindi supporre una profondità di formazione dei filoni molto modesta. Ciò sarebbe compatibile con lo spessore ridotto dell'aureola termometamorfica del plutone, con la messa in posto dei filoni pegmatitici in una ristretta fascia lungo il margine del plutone, e con la messa in posto di numerosi filoni entro lo stesso monzogranito". Fin qui gli studi sui numerosissimi minerali dell'Elba e sui motivi ed ipotesi delle loro minerogenesi. Tanta diversità e ricchezza ha richiamato una grande quantità di studiosi nei campi della minerogenesi, stratigrafia del sedimentario e del metamorfico, del plutonismo e della moderna geologia strutturale. I lavori di questi studiosi sono stati compendiati ed ulteriormente sviluppati nella nota del livornese P.C.Pertusati (ordinario di Geologia presso la Facoltà di Scienze M.F.N. a Pisa), G.Raggi, C.A.Ricci (ordinario di Petrologia a Siena e nativo di Porto Azzurro), S.Duranti, R.Palmeri "*Evoluzione post-collisionale dell'Elba centro-orientale*" in Mem. Soc. Geol. It., XLIX, 1993 «Scritti in onore di L.Trevisan». Traggo dal capitolo sulle conclusioni di questa nota: "L'ossatura fondamentale dell'Appennino [del quale, ripeto, anche l'Elba in senso geologico fa parte] si è realizzata durante la fase collisionale che risulta strutturalmente ben separata dalla successiva fase prevalentemente in estensione.

Nell'isola d'Elba la fase estensionale è associata alla risalita e alla messa in posto delle intrusioni del M. Capanne e di Porto Azzurro. Anche se alla scala dei tempi geologici questi processi si sviluppano in un intervallo di tempo molto limitato, per esigenza di schematizzazione, ne suddivideremo l'evoluzione in diverse tappe che riteniamo particolarmente significative (fig. sotto).



Schema dell'evoluzione tettonica dell'Isola d'Elba durante le fasi estensionali in relazione alla risalita dei plutoni. 1 – Basamento; 2 – Complessi II e III; 3 – Complessi IV e IVa; 4 – Complesso V; 5 – Granodiorite del M. Capanne; 6 - Complesso filoniano; 7 – Monzogranito di Porto Azzurro con corteo filoniano.

Superficie di scivolamento del Complesso V; A: potenziale; A' : nella posizione attuale.
Faglia di Zuccale – B: potenziale; B': nella posizione attuale.
Da P.C.Pertusati et al. (1993) (cit.).

1) – Fase collisionale: impilamento delle Unità tettoniche interne (Liguridi) su Unità esterne (Toscanidi) e metamorfismo regionale in facies scisti verdi [rocce metamorfiche di basso grado a tessitura scistosa, ricche di clorite, anfiboli e altri silicati di Mg e Fe] che coinvolge i complessi [sedimentari] più profondi (I = di Capoliveri-Porto Azzurro, ad affinità toscana ma di età incerta; II di Capo Ortano, ad affinità toscana e di età compresa tra il Carbonifero e il Dogger [cioè tra circa 300 e 170 Ma]).
2) – Estensione crostale con risalita delle isoterme, anatessi [processo di fusione su vasta scala di rocce entro la crosta terrestre] ed inizio della risalita del magma. Inizia ad enuclearsi il corpo della granodiorite ed inizia a svilupparsi il complesso filoniano che attraversa tutto l'edificio delle falde e si mette in posto nel *Flysch*. Prosegue la crescita del plutone granodioritico di M. Capanne ed inizia la traslazione del *Flysch*.
3) – Messa in posto del plutone di M.Capanne, termometamorfismo e deformazione plastica dell'aureola termometamorfica. Inizio della risalita del monzogranito di Porto Azzurro che genera nell'intorno un'area termicamente anomala. Sviluppo contemporaneo della deformazione (S_2, D_2) dei Complessi più profondi (I,II e III), [anche quest'ultimo] ad affinità toscana e costituito da rocce metamorfiche di grado basso appartenenti ad una successione sedimentaria compresa tra il Carbonifero e il Dogger, e metamorfismo sintettonico M_2. Questo evento culmina con la formazione di superfici di taglio profonde che si propagano verso l'alto utilizzando formazioni particolarmente privilegiate per la traslazione (serpentine) portando alla formazione di scaglie intercutanee. Questi movimenti, che avvengono in un'area in raccorciamento legata al «*ballooning*» [formazione <<a mongolfiera>> dei plutoni], si collocano all'interno di un campo di sforzi regionale prevalentemente in estensione.
4) – Secondo evento termico statico, legato al monzogranito di Porto Azzurro, che sigilla l'edificio così venutosi a formare e risalita del plutone stesso; iniezione dei filoni nel Complesso I che si mettono in posto in un ambiente ad elevata termalità.
5) – Individuazione di superfici estensionali a basso angolo che deformano il fitto reticolo filoniano e che ritagliano tutto l'edificio centro orientale fino a portare il Complesso V [ad affinità ligure, costituito da formazioni del Cretaceo Superiore] a contatto con il Complesso I lungo la più spettacolare superficie di denudamento tettonico affiorante in tutto l'Appennino: Faglia di Zuccale.
6) – Faglie dirette [in superficie] ad alto angolo di direzione prevalentemente submeridiana che scompongono l'isola in vari compartimenti e che portano al sollevamento del M. Calamita e alla generale immersione verso N della Faglia di Zuccale.

Da quanto esposto, risulta che, esaurita la fase collisionale, l'evoluzione dell'Elba è caratterizzata da tettonica distensiva. La risalita dei plutoni, il termometamorfismo, le estese superfici di taglio tardive suborizzontali con importanti denudamenti tettonici [faglie di tipo listrico] determinano i lineamenti geologici più appariscenti dell'isola. Questo quadro evolutivo è sostanzialmente condiviso dai ricercatori che ultimamente si sono occupati di geologia elbana.

Attualmente viene sempre più enfatizzata l'incidenza dell'estensione crostale nell'evoluzione post-collisionale delle catene soprattutto per giustificarne l'«esumazione» delle parti più profonde.

L'idea dell'importanza del ruolo della gravità nell'evoluzione strutturale nelle catene di montagne (traslazione di grandi masse attraverso scivolamenti gravitativi, denudamenti tettonici e sostituzione

di copertura) ha trovato in L.Trevisan uno dei precursori. Questa idea ha trovato nell'assetto tettonico dell'isola d'Elba una delle conferme più significative.

Il quadro delineato [giova ripeterlo], a più di 40 anni di distanza, rimane ancora un irrinunciabile modello di riferimento".

A questo punto oggi è possibile inserire l'ottima sintesi sull'assetto geologico e geofisico del prof. L.Orlando dell'Università di Roma, tratta dal volume "*Studi per l'interpretazione del profilo sismico CROP 18*", edito nel 2001: "La successione e la struttura delle unità toscane sono il risultato di una storia geologica complessa legata alla strutturazione del sistema Tirreno-Appennino. La successione delle formazioni, di età che vanno dal Paleozoico al Quaternario, non è né uniforme e né regolare. Nell'area [ovviamente per quanto ci riguarda tutta la Toscana e il suo Arcipelago tranne l'Isola di Gorgona] si riconoscono diverse unità tettonico-stratigrafiche …[sono le stesse indicate sopra, secondo quanto illustrato da A.Lazzarotto]. Tali unità sono state interessate da tettonica compressiva e successiva tettonica distensiva con la formazione di bacini con orientamento appenninico. In concomitanza alla tettonica distensiva l'area è stata interessata dal magmatismo complicandone ulteriormente l'assetto geologico. I corpi magmatici sono di natura granitoide e sono progressivamente più recenti da Ovest verso Est.

I dati sismologici indicano ipocentri di tipo distensivo in prevalenza compresi tra 5 e 7 km. I dati di sismica a riflessione individuano un riflettore ad alta ampiezza (orizzonte K) ubicato tra i 4 e 9 km. Tale orizzonte…viene attribuito ad un livello fratturato della crosta in cui sono presenti fluidi e minerali idrotermali. L'orizzonte K appare più riflettivo nelle zone di culminazione che sono localizzate nelle zone geotermicamente attive ([attualmente] Amiata e Larderello). Tale orizzonte viene interpretato come il passaggio fra crosta a comportamento fragile e crosta a comportamento duttile. L'area in esame risulta caratterizzata da elevato flusso di calore con picchi di oltre 1.000 mW/m^2 nelle zone di Larderello e M. Amiata… La Moho [superficie di discontinuità che separa la litosfera dal mantello, rivelata da una brusca variazione della velocità delle onde sismiche] è finora collocata intorno ai 25 km. L'anomalia di Bouguer [la "riduzione" di Bouguer consiste nel sottrarre al valore della gravità osservata l'effetto delle masse topografiche eccedenti (sia in senso positivo che negativo) la superficie del geoide] è caratterizzata da un andamento regionale vergente verso la catena [cioè il crinale appenninico attuale]. L'area è caratterizzata dalla presenza di numerosi minimi gravimetrici a media ed alta frequenza con valori di oltre 15-20 mgal. I più consistenti si collocano in corrispondenza dell'area geotermica del monte Amiata e di Larderello. Queste anomalie possono essere in parte associate a bacini neogenici ed in parte a deficit di masse legati a corpi intrusi caldi".

D'altra parte nel 1994 P.Baldi (cecinese), S.Bellani, A.Ceccarelli, A.Fiordelisi, P.Squarci e L.Taffi ("*Correlazioni tra le anomalie termiche e altri elementi geofisici e strutturali della Toscana Meridionale*". Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1994/1) hanno fatto notare come le manifestazioni magmatiche trovino una corrispondenza temporale con i sollevamenti documentati nella Toscana Meridionale dalle superfici di erosione e discordanze angolari rilevate nei sedimenti neogenici tra il Miocene Superiore ed il Pliocene Medio ed hanno indicato, come causa principale di tali sollevamenti, il riscaldamento della crosta per effetto di un assottigliamento litosferico dovuto alla tettonica distensiva post-collisionale e la conseguente risalita dell'astenosfera (la parte superiore del mantello terrestre), secondo gli schemi classici del *rifting* (separazione) continentale. L'anomalo riscaldamento della litosfera, documentato ancor oggi dall'elevato flusso di calore che interessa il versante occidentale dell'Appennino Settentrionale, può aver determinato parziali fusioni nel mantello superiore e nella crosta inferiore come indicato dal chimismo delle magmatiti della Toscana continentale e insulare, secondo quanto precisato nello studio del 1992 di G.Serri, F.Innocenti (livornese ordinario di Petrologia all'Università di Pisa, recentemente deceduto), P.Manetti, S.Tonarini e G.Ferrara ("*Il magmatismo neogenico quaternario dell'area tosco-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale*". Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/1). Il trasferimento dei fusi attraverso la crosta superiore si è

verificato essenzialmente attraverso le faglie e le fratture collegabili con lo stile fragile della tettonica distensiva recente e ha dato origine ai filoni, alle effusioni laviche e all'accumulo di fusi parzialmente ricristallizzati a debole profondità. Queste modalità di messa in posto, peraltro documentate nel 1984 da R. Bateman ("*On the role of diapirisme in the segregation, ascent and final amplacement of granitoid magmas*" Tectonophysics, 110) sulla base di numerosi studi strutturali sullo spostamento dei diapiri granitoidi in varie parti della Terra, giustificherebbe le locali anomalie di sollevamento riconoscibili nella Toscana Meridionale ed insulare e nel Lazio Settentrionale in un quadro di sollevamento generale che si è verificato seguendo le grandi direttrici regionali della tettonica distensiva.

Il quadro generale della minerogenesi dei distretti minerari della Provincia di Livorno, anche se complesso, attualmente è piuttosto chiaro. Per quanto riguarda le attività siderurgiche non recenti nel distretto Campigliese già è stato accennato. Per il distretto Elbano, dopo l'accenno al grande sviluppo che durante l'antichità ebbero a Populonia e verosimilmente, sia pure in tono minore, in una miriade di località specialmente costiere, queste attività, continuarono nel medioevo con i Pisani, i Genovesi e gli Appiani, principi di Piombino, che, in età moderna, rimasero proprietari della vena del ferro mentre i nuovi appaltatori furono i Medici, sotto la guardia degli Spagnoli e dei Napoletani. Comunque in questo lunghissimo periodo di tempo le tecniche di escavazione e di sbozzamento dei minerali rimasero in ambito artigianale. Né il breve dominio francese, malgrado il diretto impegno di Napoleone, riuscì a modernizzare queste risorse dell'isola. Solo nel 1815, con il trattato di Vienna, i Granduchi di Toscana di casa Asburgo-Lorena ebbero il dominio completo dell'Elba e dettero un notevole sviluppo all'attività mineraria e all'industria siderurgica con la produzione della ghisa nelle fonderie di Follonica, Valpiana e Cecina, tutte dislocate nel continente per il rifornimento del carbone di legna. Nel 1851 la proprietà delle miniere passò all'Amministrazione Cointeressata della quale facevano parte i sovventori di un prestito al Granducato.

Con l'Unità d'Italia il nuovo Governo, sostituendosi a quello del Granduca, riconobbe l'Amministrazione Cointeressata fino alla scadenza, nel 1881, dei contratti di quest'ultima con affitti triennali, ma non seppe adottare un indirizzo risolutivo di gestione delle miniere e delle ferriere fino al 1897, quando le miniere elbane furono concesse, con un nuovo capitolato favorevole all'industria nazionale, ad U.Tonietti, che nel 1899 cedeva i diritti di escavazione, divenuti ventennali e venticinquennali, alla neocostituita S.p.A. Elba. Questa, oltre a gestire le miniere, si proponeva l'impianto direttamente sull'isola di altiforni a coke. Negli stessi anni, nel 1897, era sorta la S.p.A. degli Altiforni e fonderia di Piombino, sempre per il minerale dell'Elba ma con un solo altoforno ancora a carbone di legna. Nel 1911 si consorziarono le società Elba, Piombino, Siderurgica di Savona, Ligure Metallurgica, Ferriere Italiane ed Ilva, fondata nel 1905 per l'impianto siderurgico di Bagnoli, presso Napoli. Nel 1918 la Piombino cambiava la ragione sociale in <<Ilva>> altiforni e acciaierie d'Italia e nel 1919 il controllo delle miniere elbane passava a quest'ultima società. Secondo quanto notano P.Orlandi e F.Pezzotta (cit.): "La produzione delle miniere, a prescindere dalla loro potenzialità, i metodi e le tecnologie di escavazione, risentì in misura diretta del clima di incertezze politico-amministrative precedentemente descritto e pertanto solo dopo l'inizio dei lunghi periodi di affitto si ebbe un notevole incremento dei livelli produttivi…La parte predominante della produzione spettava alle miniere del gruppo di Rio, le più antiche e le più importanti, e più propriamente ai cantieri di Vigneria a Valle Giove".

Ormai chiuse tutte le miniere dell'Elba resta nell'isola l'attività dei ricercatori di minerali da collezione, una fonte non trascurabile per l'attività turistica oggi predominante. A proposito ancora P.Orlandi e F.Pezzotta precisano (cit.): "In tutto il territorio dell'isola sono state ad oggi identificate oltre centosessanta specie mineralogiche che sono destinate a crescere ancora di numero, nonostante l'attività delle miniere di ferro sia ferma da oltre un decennio, e che siano trascorsi più di cento anni dal periodo d'oro dell'estrazione dei minerali dai filoni tormaliniferi del Monte Capanne.

L'Isola d'Elba infatti, grazie alla sua antica tradizione mineralogica, è considerata dai collezionisti di tutto il mondo una specie di Eldorado e per questo frequentata e <<rivoltata>> da un gran numero di appassionati cultori di questa scienza; inoltre, le tecniche di studio sempre più sofisticate consentiranno in futuro di identificare minerali che una volta erano addirittura difficili da osservare anche con l'uso dei microscopi.

Volendo ripercorrere le tappe che hanno condotto allo stato attuale delle conoscenze dobbiamo riferirci a Ermenegildo Pini, un valoroso prete naturalista che per conto del cardinale Ignazio Boncompagni, legato al latere di Bologna, nel 1777 compilò le "*Osservazioni mineralogiche su la miniera di ferro di Rio ed altre parti dell'isola d'Elba*", che costituiscono una luminosa testimonianza di quel periodo storico che vedrà abbandonare la magia e la superstizione che permeavano questa scienza, per far posto alla ragione, alla sperimentazione ed alla osservazione e descrizione oggettiva delle cose naturali. Nella "*Mineralogia della Toscana*" di Antonio D'Achiardi, già nel 1873 si elencavano per l'Isola d'Elba circa settanta specie mineralogiche diverse…L'Elba è la località tipo per ben sette specie mineralogiche: elbaite, ilvaite, pollucite, dachiardite, bonattite, minguzzite ed uranopolicrasio. L'interesse scientifico, la rarità e la bellezza dei cristalli di alcuni di questi minerali hanno contribuito non poco a rendere ancor più famosa nel mondo questa classica località. Gli studiosi hanno ricambiato la generosità di quest'isola dedicandogli ben due specie, l'elbaite e l'ilvaite, che qui all'Elba si presentano in cristalli stupendi per varietà di forme e colori".

L'Elba e Campiglia non sono che le due località più nord-occidentali nelle quali maggiore è stata da epoca remota fino alla seconda metà del secolo scorso l'attività mineraria della regione metallifera maremmana. Su questo argomento il prof. M.Mellini (ordinario di Mineralogia a Siena e nativo di Portoferraio) scrive nella breve relazione "*I parchi arcominerari: recupero e utilizzazione dei beni culturali e naturali*" in Pubbl. Univ. Studi di Siena: "Per molte generazioni di minatori l'ambiente della miniera ha rappresentato una speranza ed una minaccia: da una parte l'ottenimento delle risorse necessarie (e, spesso, appena sufficienti) a sopravvivere, dall'altra il disagio connesso con la frequentazione di un luogo insano, sporco, umido e pericoloso. Molte le testimonianze del dramma ripetuto della miniera, valga per tutti il grande romanzo storico "*Germinal*" di E.Zola (1885).

Se considerato dal punto di vista dell'ambiente naturale, il contesto della miniera spesso rappresenta un luogo di grande degrado ambientale: sconvolgimento della circolazione idrica sotterranea, inquinamento sotterraneo e superficiale, apertura di grossi squarci che deturpano la morfologia del territorio, accumulo di materiali di risulta sotto forma di imponenti discariche, resti fatiscenti di impianti abbandonati a loro stessi.

Diviene quindi lecito porsi preliminarmente la domanda del significato di un parco archeominerario, vale a dire definire quali siano i motivi che ne giustificano l'esistenza.

Una prima risposta (ma che ancora non giustifica l'istituzione di un parco) deriva proprio dalla necessità di ripristino di condizioni ambientali accettabili. Troppo spesso nel passato le attività di miniera (ma anche di cava, o di lavorazioni che hanno comunque portato ad una grossa movimentazione di terra e rocce) hanno lasciato un territorio sconvolto. In tale caso si rende necessaria una verifica (evidentemente purtroppo soltanto a posteriori) dell'impatto di tali lavorazioni, cui fare seguire una valutazione degli interventi di ripristino eventualmente necessari, nonché la loro ovvia (ma non sempre verificata) esecuzione. Se tale soltanto fosse comunque l'esigenza, l'intervento ottimale si ridurrebbe alla distruzione controllata delle tracce della miniera.

Tesi di questa relazione è invece la seguente: l'ambiente di miniera rappresenta molto spesso una condizione di eccezionale visibilità dell'ambiente naturale, nonché della storia dell'uomo (in particolare, dello sviluppo dei modi di produzione e delle conoscenze scientifiche).

Come la miniera entri pesantemente nella storia dell'uomo è emblematicamente rappresentato dal frontespizio del "*Libro degli inni*" di Kutna Hora, importante località di produzione d'argento della Boemia, entrata in crisi nel XVI secolo allorché la Spagna comincia ad importare enormi quantità

d'argento dall'America Meridionale. Il volume, realizzato nella seconda metà del XV secolo, è oggi conservato presso la Biblioteca Nazionale di Vienna. Nella prima pagina compare appunto in miniatura la dettagliata e realistica rappresentazione di una miniera medievale di argento, rappresentazione realizzata con un curioso parallelismo tra la stratificazione topografica delle diverse lavorazioni e la stratificazione sociale delle varie funzioni: in basso i minatori nelle loro gallerie, al centro le attività di trasporto, concentrazione e trattamento del minerale, in alto la opulenta società ricca ed evoluta, prossima alla transizione tra Medio Evo e Rinascimento, e che trae le sue risorse fondamentali dal lavoro sotterraneo dei minatori.

Se la miniatura di Kutna Hora non bastasse, si dovrà poi ricordare il modo in cui l'uomo ha designato le grandi tappe del suo sviluppo (età della pietra, età del bronzo, età del ferro), utilizzando in maniera emblematica l'acquisita capacità di estrarre e trasformare le risorse minerarie. Quindi, aspetti fondamentali quali l'economia delle varie società, lo stato di sviluppo, la potenza militare e commerciale, le grandi migrazioni (colonizzazione dell'America Latina da parte degli Spagnoli, oppure la più recente corsa all'oro della California) appaiono strettamente collegati anche alla capacità di estrarre dal ventre della Terra le risorse minerali ed energetiche ivi presenti.

Storia della miniera è però anche storia del pensiero scientifico (o di almeno alcune sue parti). Basta sfogliare qualche pagina del "*De la pirotechnia*" di Biringuccio, oppure guardarne rapidamente le illustrazioni, per rendersene conto. Vanoccio Biringuccio, senese, opera come <<ingegnere>> in varie parti d'Italia a cavallo tra XV e XVI secolo; tra le altre cose di cui si occupa (arti militari, costruzioni, ecc.) assume una posizione di responsabilità nella gestione delle miniere di argento di Montieri. In questo modo riesce a raccogliere dalla pratica quotidiana della miniera una messe di informazioni su problemi quali l'individuazione della vena (in termini moderni prospezione giacimentologica), la coltivazione del giacimento a cielo aperto e in sotterraneo, l'abbattimento del minerale, il suo arricchimento, le varie fasi del trattamento che ha per scopo ultimo la separazione del metallo (arrostimento, ossidazione e/o riduzione, scorificazione, ecc.).

Volendoci limitare ad una sola implicazione del lavoro <<dell'ingegnere senese>>, merita di ricordare che, tra i molti problemi che il prospettore minerario doveva (e deve tuttora) risolvere si trova anche la valutazione dell'interesse economico del giacimento; elemento essenziale è la conoscenza a priori del contenuto in metallo, che purtroppo comporta anche quella <<dell'arte di saggiare i metalli>>. Biringuccio informa quindi il suo lettore su tutta una serie di protocolli di analisi a disposizione del prospettore minerario, mediante il quale arrivare a conoscere quali e quanti elementi siano presenti nel minerale da trattare. Ovvero, in maniera schematica, possiamo sostenere che l'opera di Biringuccio (intesa come una testimonianza dello stato delle conoscenze allora disponibili per il tecnico di miniera) rappresenta una sintesi delle conoscenze mutuate dalla pratica mineraria, e che questa sintesi è il saldo fondamento per la nascita della chimica analitica. Se da una parte la determinazione analitica nello stile di Biringuccio è obbligatoriamente ristretta ai pochi elementi noti all'epoca, dall'altra costituisce il punto di partenza per quel grande lavoro di estrazione e caratterizzazione degli elementi che, nei secoli successivi, porterà alla definizione della tabella periodica degli elementi ed alla formulazione delle prime teorie su natura e struttura dell'atomo.

Molto più noto di Biringuccio sarà, negli anni a venire, il tedesco G.Baur, noto con il nome latinizzato di Agricola. Nel 1556 (e quindi sedici anni dopo Biringuccio) pubblica il "*De Re Metallica*", dotto trattato sull'arte di miniera. Mentre il "*De la pirotechnia*" è scritto nella lingua della miniera (italiano per Biringuccio), il "*De Re Metallica*" usa il latino. Lasciando ad altra sede un più stringente confronto tra le due opere e sui loro relativi meriti e proprietà, ancora una volta si deve rimarcare la stretta relazione tra attività estrattiva, maturazione del pensiero scientifico e traguardi tecnologici.

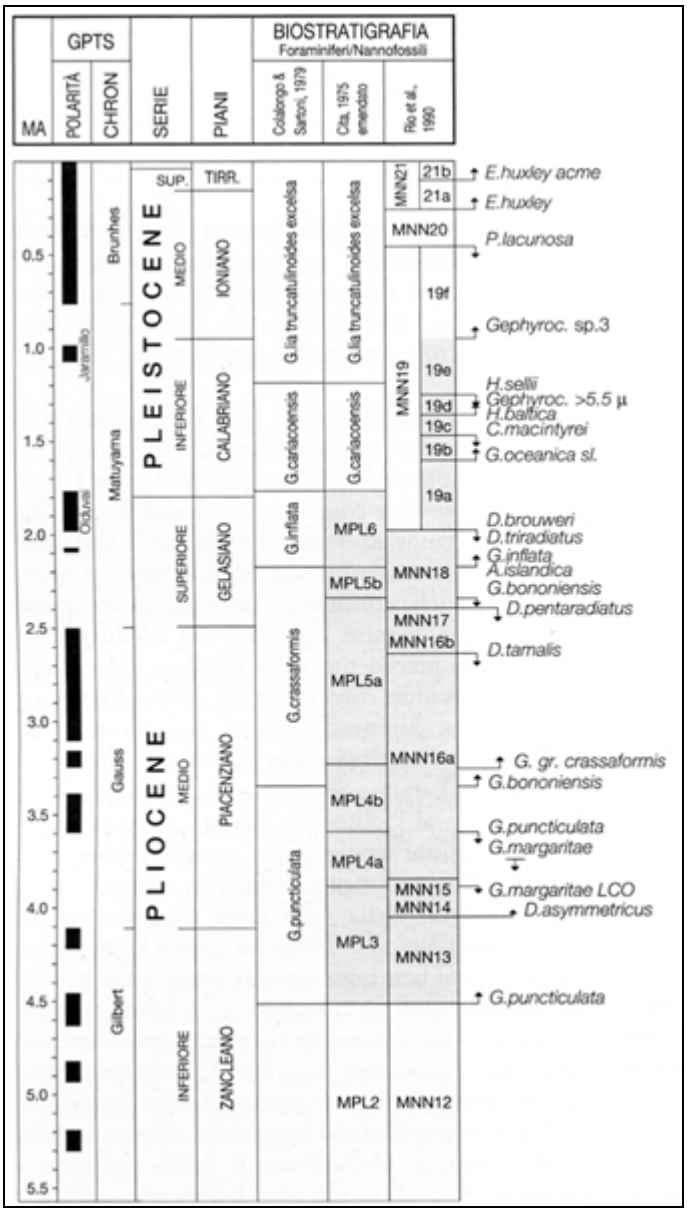
Come già successo nel XVI secolo per Kutna Hora, l'attività estrattiva è ora migrata; delle duecentocinquanta miniere attive fino a qualche decennio or sono in Italia, nemmeno una è oggi in funzione. Povertà dei giacimenti (spesso esauriti da millenni di estrazione), costi elevati della

manodopera (almeno in rapporto ai livelli salariali di altri paesi), giuste esigenze di rispetto dell'ambiente spostano l'attività estrattiva verso paesi più poveri, dove tali vincoli sono drammaticamente inesistenti. E' questo uno dei modi in cui appare il processo di globalizzazione dell'economia: quello che è stato un settore fiorente dell'economia europea in generale (e toscana in particolare) sparisce, portandosi con sé anche tutte le sue tracce. Tra queste esistono tracce materiali (gli impianti, le gallerie, i documenti) e tracce immateriali (i toponimi, le tradizioni, la memoria storica, il saper fare, le conoscenze anche tecniche e scientifiche).

Se quindi appare inarrestabile il processo di deindustrializzazione nel settore minerario, viceversa il quesito che una moderna società si deve porre è se, con la deindustrializzazione, sia lecito o vantaggioso distruggere anche la memoria storica del proprio passato: evidentemente lo scrivente non è di tale opinione".

LA PALEONTOLOGIA

Venendo a parlare del ruolo della Paleontologia nelle Scienze della Terra, inizierò richiamando quanto accennato nelle pagine precedenti sul superamento, avvenuto nelle Università italiane negli anni Sessanta, delle possibilità di datare e precisare gli ambienti di sedimentazione delle successioni stratigrafiche prive o poverissime di macrofossili, reso possibile da un forte incremento degli studi micropaleontologici. Per quanto riguarda il riconoscimento delle Unità stratigrafiche che fanno parte dei dominî Ligure e Subligure questi studi sono stati determinanti, ma il loro impiego ha permesso maggiori precisioni anche per quanto concerne i dominî Toscani e Umbro-Marchigiani e le Successioni stratigrafiche neogeniche e quaternarie dei versanti tirrenico e adriatico dell'Appennino Settentrionale. Infatti solo con l'estensione di questi studi a tutte le successioni stratigrafiche (esclusivamente quelle a forte metamorfismo, o addirittura magmatiche, non contengono microfossili o perché vi sono stati cancellati o per la loro provenienza da zone subcrostali) è attualmente possibile conoscerne le età relative e inquadrarle nello schema tempo, costituito, oramai internazionalmente, da diverse scale stratigrafiche correlate fra di loro in modo da giungere ad età assolute, sia pure approssimative: Scala Biostratigrafica, appunto fornita dalle comparse e dalle estinzioni di diverse specie micropaleontologiche (dei Foraminiferi, Radiolari, nannoplancton, ecc.), Scala delle inversioni del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), Scala Cronostratigrafica Globale (SCG), Scala Cronometrica (Ma, in milioni di anni). La Scala GPTS, allestita con studi geofisici, permette di valutare l'età cronometrica dei diversi orizzonti cronostratigrafici (SCG) e biostratigrafici e di trattare le unità biostratigrafiche (Biozone) come unità di tempo (Cronozone). Si giunge così, attraverso la comparazione di alcune operazioni su campioni di roccia dotati di minerali magnetici per le determinazioni nell'ambito della Scala GPTS e di altre su campioni di rocce con minerali radioattivi nella Scala (Ma), alla determinazione della Scala SCG (del tipo di fig. sotto). Questo risultato non è di poco conto perché queste ultime metodologie di datazione permettono la precisazione in milioni di anni (età assoluta) di un campione di roccia (ovviamente se di un tipo adatto) mentre il vecchio sistema paleontologico, basato sugli stati evolutivi dei fossili (ovviamente quando presenti) permettevano solo determinazioni cronologiche relative (per es. tra i fossili marini i Trilobiti sono esclusivi del Paleozoico o Primario, gli Ammoniti hanno il massimo sviluppo nel Mesozoico o Secondario, i Nummuliti sono caratteristici del Cenozoico o Terziario, ecc.), senza alcun riferimento dell'età in anni.



Suddivisioni stratigrafiche delle Serie Plio-pleistoceniche: marine secondo Colalongo e Sartoni (1979), Cita emendato (1975), Rio et al. (1990) con l'aggiunta delle comparse e scomparse dei taxa caratteristici.
Da Catanzariti et al. (2002).

Se i successi della Paleontologia sono moltissimi nel campo pratico dello studio dei sedimenti, ad essa spetta una posizione addirittura centrale nella storia del pensiero naturalistico con ricadute in quello filosofico, in quanto sovvertitrice di molte antiche credenze ascientifiche ancora purtroppo diffuse nella maggioranza dell'Umanità. E, dato che questo volume è rivolto a un pubblico colto ma non specialistico, ritengo opportuno riportare la "*Presentazione dell'edizione italiana*" (1986) del prof. Giovanni Pinna, ordinario di Paleontologia all'Università di Milano, al volume "*I fossili e la storia della vita*" di George Gaylord Simpson: "La paleontologia sta vivendo in questi anni un momento molto felice. Questa scienza, che si occupa della ricerca, dello studio e della ricostruzione degli animali e delle piante vissuti nel passato, sebbene considerata fin dai primi evoluzionisti come l'unica disciplina scientifica capace di fornire le prove della fondatezza dell'idea di evoluzione organica, era stata tuttavia relegata a un ruolo di secondo piano nei confronti degli studi sui mutamenti nel tempo del mondo vivente. Darwin stesso era scettico sul ruolo attivo dello studio dei

fossili: la documentazione paleontologica del passato era, secondo lui, così frammentaria da non poter mostrare i graduali cambiamenti del mondo organico ipotizzati dalla sua teoria.

La paleontologia – si diceva – è in grado di dimostrare solo che l'evoluzione è avvenuta, ma è incapace, per l'incompletezza dei dati in suo possesso e per l'inerzia dei fossili, di entrare nel merito dei meccanismi evolutivi.

Lo sviluppo della paleontologia avvenuto nella seconda metà dell'Ottocento e nella prima metà del nostro secolo [ovviamente il Novecento] ha molto modificato le funzioni e i risultati di questa scienza, che è divenuta capace di ricostruire, assieme alle altre scienze della terra, la storia geografica e biologica del nostro pianeta.

Tuttavia, nonostante l'apparizione nel corso degli anni di numerosi studi paleontologici ipotizzanti meccanismi evolutivi, nulla è sostanzialmente cambiato dai tempi di Darwin. Anche la moderna teoria sintetica, la *modern syntesis* di Julian Huxley, nata fra gli anni 1936 e 1947 per sintetizzare due differenti approcci al problema dell'evoluzione, quello genetico e quello naturalistico-sistematico, pareva aver relegato la paleontologia nel ruolo di spettatrice inerme.

Ma fra gli autori della *modern syntesis* possiamo annoverare un paleontologo, George Gaylord Simpson. Come gli altri fondatori egli era convinto che la macroevoluzione, il passaggio cioè da una specie ad un'altra e l'origine delle categorie sistematiche più alte (generi, famiglie, ordini, classi e tipi), documentata in modo apprezzabile dalla paleontologia, avvenisse con le modalità della microevoluzione, l'evoluzione che avviene al di sotto del livello di specie e che i fossili non sono in grado di documentare. E poiché questa microevoluzione sembrava ai genetisti avvenire gradualmente, come Darwin stesso aveva ipotizzato, anche l'origine delle specie e delle categorie più alte, doveva essere avvenuta per piccole variazioni graduali, con meccanismo darwiniano.

Nel 1972 Niles Eldredge e Stephen Jay Gould hanno opposto a questa visione gradualista dell'evoluzione una nuova teoria che hanno chiamato degli <<equilibri punteggiati>>. Secondo i due Autori la documentazione paleontologica, ritenuta lacunosa dai gradualisti e non adeguata quindi a mostrare la gradualità dell'evoluzione, è invece sufficientemente completa e dimostra che la macroevoluzione non fu un fenomeno continuo, ma intermittente: lunghi periodi di costanza (equilibrio) delle specie sarebbero punteggiati nel tempo da momenti di speciazione accelerata.

La teoria degli equilibri punteggiati ha riaperto in questi anni la discussione sulla completezza o meno della documentazione paleontologica e ha portato la paleontologia a riesaminare i meccanismi stessi del fenomeno evolutivo. La teoria, accettata da alcuni, viene contrastata da altri fra i quali vi è naturalmente anche Simpson.

Alla luce di queste discussioni sull'evoluzione, il libro di Simpson assume un valore del tutto particolare. La critica alla teoria degli equilibri punteggiati che esso contiene, a mio parere da condividere largamente, non è infatti solo una normale disputa su modelli e dati scientifici, espressa peraltro da uno dei padri del gradualismo filetico, essa è anche una critica alla tendenza al semplicismo catastrofista che affiora qua e là nel mondo della scienza".

D'altra parte come giustamente scrive nel 2002 Guido Chiesura nell'introduzione al suo volume "*Charles Darwin geologo*": "Darwin è passato alla storia come colui che ha formulato una teoria naturalistica che spiega la trasformazione delle specie vegetali e animali con l'azione della selezione naturale, la quale conserva le variazioni naturali più adatte ed elimina le altre. Darwin ha certamente dedicato la maggior parte della propria riflessione allo studio del mondo naturale (botanica e zoologia); la sua genialità, e il potere rivoluzionario della sua opera, sono completamente inscritti nella teoria del trasformismo delle specie e nell'inserimento dell'origine dell'uomo all'interno dell'evoluzione del mondo animale".

E' appunto quest'ultimo inserimento che è risultato e insiste ad essere insopportabile a tanti. Come, sempre argutamente, fanno osservare L.Trevisan ed E.Tongiorgi nel loro volume "*La Terra*": "L'idea che gli anfibi derivino dai pesci per evoluzione poteva lasciare indifferenti molte persone, ma che l'uomo derivi dalla scimmia appariva d'una brutalità inaccettabile, specialmente perché portava a pensare alle scimmie viventi, che, nell'opinione comune, sono brutte e antipatiche… Ma l'enunciato «l'uomo deriva dalla scimmia» è una semplificazione alquanto

impropria; dire invece che le scimmie viventi e l'uomo hanno lontani antenati comuni è più esatto e può produrre una reazione emotiva di orgoglio, dicendo: «però, quanto più bravi noi!»".

E.Padoa, ordinario di anatomia comparata all'Università di Firenze nel capitolo "*Sistematica naturale*" del suo "*Storia della vita sulla Terra – L'evoluzione degli animali e delle piante*", 1971 così tratta l'argomento: "Umanesimo significa rinnovato interesse per l'uomo, e per l'ambiente in cui l'uomo opera e compie la sua giornata terrena". E proprio a Firenze prese origine, dal nuovo processo culturale attuato dagli umanisti, la rivolta del Rinascimento nei confronti di molti canoni del pensiero medievale. Ben presto le idee nuove si espansero attraverso le stesse vie commerciali del medioevo e si fecero inizialmente mitteleuropee per poi passare la Manica e il Baltico per estendersi ai paesi del Nord. Così E.Padoa continua: "Si rinnova dunque l'interesse per l'Uomo, e per il mondo che lo circonda, per le cose cioè della Terra e del cielo, del cielo fisico e non metafisico, in cui si svolgono fenomeni naturali, popolato da astri osservabili e misurabili.

Ed ecco le grandi scoperte nel campo della meccanica e della fisica; ecco l'alchimia che si fa chimica; ecco, in campo biologico, il fiorire delle scuole mediche, dell'anatomia e della fisiologia, lo studio delle piante e degli animali che popolano le terre e le acque. Si smette di discettare sul numero dei denti del cavallo in base ai testi aristotelici, e si apre la bocca di un cavallo per esaminarne la dentatura. Si osservano le piante e gli animali, si disseccano, si studiano con le lenti e coi primi microscopi, si raccolgono sulle terre e nei mari vicini e lontani, si collezionano nei gabinetti di storia naturale, e quasi si rimane stupiti dall'immensa varietà delle forme. Un enorme lavoro si offriva ai naturalisti zoologi e botanici, che per lunghi anni non sentirono il bisogno di infrangere i dogmi accettati dalla tradizione religiosa. In particolare, il gran lavoro di conservare tanti esemplari di piante e di animali che la nuova curiosità faceva raccogliere nel vecchio mondo ancora da questo punto di vista inesplorato, e sulle terre e nei mari da poco scoperti; di osservarli e paragonarli, di descriverli e classificarli, il lavoro del naturalista di campagna e di museo poteva essere compiuto accettando la tradizione biblica della creazione divina delle specie: e Linneo, il padre della sistematica, poteva enunciare l'aforisma «*Tot numeramus species quot ab initio Supremum Ens creavit*».

Ben presto ci si accorse che non solo gli innumerevoli individui possono essere distribuiti in specie, cioè in gruppi separati da differenze, grandi o piccole non importa, magari piccolissime ma incolmabili; ma che le specie sono a loro volta classificabili; e che esse non soltanto devono essere classificate in una maniera qualsiasi per comodo didattico o mnemonico, ma possono essere classificate in un ordine gerarchico di gruppi, tanto meno numerosi e tanto più ampi quanto più si sale nella gerarchia (specie, generi, famiglie, ordini, classi, tipi, regni, sono le distinzioni più comunemente adottate), comprendenti forme affini per caratteri sempre più generali.

Si riconobbe così non soltanto l'utilità di una sistemazione zoologica e botanica, ma altresì la possibilità e addirittura la necessità di riconoscere un sistema naturale. Necessità che subito si impose: perché se si stabilisce un sistema arbitrario, scegliendo come sistema classificativo alcuni caratteri puramente di comodo, si mettono insieme organismi disparati; ma se si riesce ad arrivare ad un sistema naturale, scegliendo caratteri non solo comodi, ma significativi, si fanno gruppi che riuniscono forme le quali presentano, oltre ai caratteri diagnostici, numerosi altri caratteri anatomici e funzionali. Per esempio, se si classificano gli animali in terrestri, acquatici e volatori, si mettono insieme le balene e i pesci, gli uccelli, i pipistrelli e le farfalle; e lì per lì si trovano dei vistosi caratteri superficialmente comuni (la forma del corpo e delle pinne dei pesci e delle balene è abbastanza somigliante; ed hanno le ali gli uccelli, i pipistrelli e molti insetti); ma ci si accorge poi di aver riunito animali che molto più differiscono che non si assomiglino. I pesci hanno sangue freddo, respirano per branchie, hanno cuore semplice, mancano di ossicini dell'orecchio, hanno globuli rossi forniti di nucleo, ecc. Le balene, fornite di mammelle per l'allevamento della prole, vanno messe con gli altri mammiferi con i quali hanno in comune non soltanto il carattere diagnomonico della presenza di ghiandole mammarie, ma tanti altri caratteri (il sangue caldo, l'apparato respiratorio di tipo polmonare, il cuore quadriloculato per una circolazione doppia

completa, l'orecchio medio con staffa, incudine e martello, i globuli rossi senza nucleo, ecc.), che sarebbero in stridente contrasto con l'organizzazione dei pesci.

La classificabilità degli organismi porta dunque al riconoscimento di un «Sistema della Natura» e sorge e si sviluppa l'anatomia comparata, come studio delle assomiglianze strutturali nell'ambito di un gruppo sistematico più o meno ampio, come riconoscimento sempre più preciso dei cosiddetti piani strutturali. E siccome funzioni e strutture non sono separabili, sarà ugualmente possibile una fisiologia comparata, e, più recente, una biochimica e biofisica comparate, poi che le proprietà morfologiche e funzionali degli organismi hanno una loro base a livello fisico chimico".

E nel capitolo «*Paleontologia*» dello stesso libro così continua: "La maggioranza degli uomini non vuole abbandonare le vecchie idee per le nuove, anche a costo di chiudere gli occhi all'evidenza dei fatti [atteggiamento tipico dei non acculturati]. Non deve quindi stupire che si sia cercato a lungo, e con buona fede, di interpretare le scoperte paleontologiche al lume di una tradizione che precludeva l'interpretazione critica dei fenomeni rivelati dalla scienza nuova [pessimo atteggiamento degli acculturati]. Il Cuvier, che pur si può chiamare il padre della paleontologia, rimane fissista. Eppure non poteva negare che ad orizzonti geologici diversi corrispondessero forme diverse di animali e di piante; e, eccellente anatomo comparato come era, non poteva disconoscere che, complessivamente, le forme antiche erano a più basso livello organizzativo. Non si può negare, ad esempio, che nel Secondario dominano i Rettili, e che i Mammiferi compaiono con le prime forme nel Secondario, ma fioriscono più tardi, nel Terziario; né si può negare che vi furono epoche più antiche, nelle quali addirittura non si conoscono Vertebrati terrestri. Sosteneva allora Cuvier, e con lui i fissisti, che erano avvenuti fenomeni geologici di violenza imponente, cataclismatica, che avevano distrutto la vita sulla faccia della Terra, e poi una nuova creazione aveva ripopolato le terre e i mari, e l'Ente Supremo aveva perfezionato la sua opera, creando ogni volta animali e piante di più elevata organizzazione, correggendosi insomma.

Man mano che i dati paleontologici si facevano più abbondanti e precisi, e si conoscevano nuove faune e flore di diversi orizzonti geologici, si dovevano ammettere sempre più numerose le alterne distruzioni e creazioni. Gli ultimi fissisti [e in realtà qui Padoa dimostra una buona dose di ottimismo perché le «male erbe» sono dure a morire!], verso la metà del secolo scorso, [ovviamente il XIX] arrivavano ad ammettere dai venti ai venticinque cataclismi seguìti da altrettanti atti creativi, in edizioni rivedute, corrette ed ampliate. Sembrava più facile ammettere venticinque «rivoluzioni del globo» che rivedere la lettera del libro della Genesi; forse perché, sia pur quasi incosciamente, si sentiva che il rigetto di un dogma avrebbe iniziato un processo di revisione di tutte le vecchie idee, che poteva sfociare in un cataclisma capace di investire la classe detentrice dei privilegi e della cultura con maggiore impeto di quei cataclismi geologici, che si pensava che avessero stritolato i dinosauri o i mastodonti.

Ma alla fine, le posizioni creazioniste diventarono insostenibili. Non tanto perché 20 cataclismi e 21 creazioni fossero assurde quando 10 e 11 erano ancora credibili; ma perché si vide che non ci furono cataclismi [su livello globale] che volta a volta spazzassero via la vita, e che la vita per milioni di secoli si è mantenuta, modificandosi incessantemente, inesorabilmente, anche se – a scala di tempi umani – impercettibilmente. Alcune linee filetiche che ad un certo momento sono all'apogeo, più tardi si restringono e magari si estinguono, ma altre, che timidamente avevano fatto la loro prima comparsa, si affermano e a loro volta si ramificano. Abbiamo detto che il Secondario è l'età dei Rettili, il Terziario dei Mammiferi; ma non c'è un cataclisma che distrugge i Rettili alla fine del Cretaceo [la stessa «favola» del megameteorite che avrebbe distrutto i dinosauri, e poi perché solo loro, non sembra avere una base scientifica seria!] e una creazione che fa apparire i Mammiferi all'inizio del Paleocene. I Rettili, che compaiono verso la fine del Primario, danno già nel Trias origine ai primi Mammiferi, che vivacchiano nel Secondario accanto ai Rettili che signoreggiano sulle terre, nei mari e nell'aria. I Rettili poi decadono e in parte si estinguono nel Cretaceo, con un periodo di decadenza che durò decine di milioni di anni [al solito se visto su dimensione globale]; mentre si affermano progressivamente i Mammiferi. Lo stesso all'incirca si può dire per le parziali sostituzioni dei Rettili agli Anfibi Stegocefali, verso la fine del Primario; e,

in gruppi più limitati, per le varie famiglie di Carnivori giunte fino a noi (Canidi, Felidi, ecc.), che hanno preso origine dal vecchio ceppo dei primitivi Carnivori Creodonti; e per i vari *phyla* di ungulati, derivati dai Condilartri; ecc. E' una storia continua, con rapporti più o meno diretti di interdipendenza tra un ramo genealogico e l'altro: gli Anfibi Stegocefali che cominciano l'invasione delle terre, e i Rettili che ne derivano, e distruggono gli Stegocefali o li respingono nelle acque, e che fioriscono poi per un centinaio di milioni di anni, quindi decadono e sono sostituiti dai Mammiferi, animali a sangue caldo e a sistema nervoso più progredito; poi, nell'ambito della classe dei Mammiferi, la diversificazione lungo molteplici linee, il differenziarsi delle forme erbivore e delle carnivore, le prime sempre meglio adattate alla corsa e alla pastura, le seconde alla preda e alla caccia; infine, da un gruppo che pareva da prima insignificante, di piccoli mammiferi arboricoli, a mani e piedi prensili per tenersi ai rami, una linea che acquista importanza, una forma che scende a terra, acquista la positura eretta e conserva la mano, e, l'intelligenza facendo premio, sviluppa ulteriormente il cervello per servirsi della mano con maggiore efficienza, e in parte caccia e abbatte animali e piante, in parte li piega ai suoi fini e comincia addirittura a dirigerne l'evoluzione. Una vicenda continua, in cui nulla è fisso, tutto è in perpetuo divenire, ma senza tagli bruschi; con innumerevoli nascite e morti non solo di individui, ma di popolazioni, di specie, di *phyla*; ma senza catastrofi totali, e rinascite dal nulla.

Così, progressivamente, con un movimento di pensiero che si avvia nel secolo dell'Illuminismo e si fa impetuoso nella prima metà dell'Ottocento, alle menti dei naturalisti doveva nuovamente chiarirsi il concetto dell'evoluzione, del «tutto scorre» eracliteo, che trascina nel suo corso i cieli e le stelle, le terre e gli oceani, le erbe e gli animali, i bruti e gli uomini, la materia e lo spirito. La dottrina dell'evoluzione affermò infine la possibilità e la necessità di indagare storicamente il corso della vita, e chiari concetti si sostituirono ai miti, ai «raccontini, novellette e favole»".

Per quanto riguarda un rapido cenno allo sviluppo evolutivo delle piante, traggo dal volume «Alberi» di Paola Lanzara e Mariella Pizzetti, in Mondatori, 1977: "Biologi e geologi sono abbastanza d'accordo nel far risalire la comparsa delle alghe verdi-azzurre, le prime forme di vita vegetale contenenti clorofilla, tra i due e i tre miliardi di anni prima della nostra era, e sul fatto che per circa due miliardi di anni le alghe dominarono incontrastate fino a che cominciarono ad apparire le prime piante terrestri dotate di sistema vascolare. Non deve meravigliare la lentissima evoluzione che l'insediamento sulla terra richiese, se si tiene conto che i vegetali dovettero essere messi in grado non soltanto di costruire tessuti atti a produrre spesse pareti cellulari capaci di resistere all'aria e al vento – pareti che troveranno poi il loro massimo sviluppo nel legno degli alberi – ma anche di elaborare quei complessi adattamenti nel campo della fisiologia che consentono, per mezzo del sistema radicale e della struttura aerea, la nutrizione, il metabolismo e la riproduzione. Questa in particolare doveva avvenire, nel nuovo ambiente, con mezzi molto dissimili da quelli usati fino a quel momento, giacché le piante non avevano più come veicolo l'acqua che permetteva ai gameti mobili maschili di raggiungere gli stazionari gameti femminili.

Quando tali trasformazioni furono compiute, il susseguente passo verso le piante arboree fu relativamente breve; tuttavia dovette passare attraverso una fase in cui la riproduzione era affidata alle spore e ancora non esistevano i fiori. Infatti le enormi foreste che vivevano nel periodo Carbonifero (così detto appunto perché i giacimenti che formano il carbone fossile sono costituiti dalle grandi piante arborescenti che dovettero soccombere ai rivolgimenti geologici e climatici del pianeta), erano formate da equiseti e da felci arboree. Questi giganti ormai estinti, per quanto alcuni tipi di felci arboree esistano ancora ai tropici, furono, per decine di milioni di anni, formidabili agenti purificatori dell'atmosfera che sino allora era permeata di anidride carbonica: fissando il carbonio ed emettendo ossigeno, essi permisero l'evoluzione verso forme vegetali e animali che abbisognano di questo elemento in grande quantità, nonché di una maggiore energia solare quale quella che, attraverso l'aria più limpida e pura poté raggiungere in maggiore misura la superficie terrestre. Comparve così il grande gruppo che noi chiamiamo Gimnosperme, comprendente fra l'altro un buon numero delle Conifere ancora esistenti, e alcune piante di altre famiglie come il *Ginkgo* e le *Cycas*, che pur essendo ancora rappresentate nella odierna vegetazione sono considerate

fossili viventi. Con l'avanzare delle ere geologiche più vicine comparvero infine le Angiosperme, e cioè le piante che hanno veri fiori e semi racchiusi nei frutti, e fu durante il periodo Terziario, relativamente più recente, che cominciarono ad apparire alberi simili a quelli odierni, molti dei quali sopravvivono ancora".

Dopo questo intermezzo sui nuovi valori intellettuali introdotti ed elaborati dai naturalisti evoluzionisti (più o meno darwiniani), riavviciniamoci all'argomento più ristretto di quanti studiosi livornesi si sono occupati di Paleontologia nell'ambito del periodo storico considerato. La prima citazione spetta ad A.Malatesta, specialmente per il libro "*Geologia e paleobiologia dell'era glaciale*", uscito nel 1985, nel quale l'Autore tratta delle glaciazioni, delle oscillazioni del livello marino, dei bacini lacustri e dei terrazzi fluviali, sia dal punto di vista descrittivo sia da quello delle cause e della correlazione tra i diversi fenomeni. In questo volume un'ampia parte è dedicata al Quaternario d'Italia e in essa si tratta, oltre che dei depositi sedimentari, anche della tettonica, del vulcanesimo e dei materiali utili. Non minore attenzione è riservata sia alla successione delle faune marine con l'avvento degli «ospiti nordici» e della fauna senegalese sia alla fauna insulare in genere.

Io stesso, in un breve saggio uscito nel 1976 e nel 1977 nella "*Livornosanitaria*" ho presentato l'elenco dei fossili di Vertebrati che sono stati rinvenuti in seguito a scavi nella Piana di Livorno e nella collina di Monte Tignoso, eseguiti principalmente nel secolo scorso in varie occasioni e la maggioranza dei quali è stata descritta nel 1909 dal livornese D.Del Campana nel riordino di materiali conservati nel Museo di Geologia e Paleontologia dell'Università di Firenze. Alcuni di questi resti sono attribuibili a specie oramai estinte come l'Orso delle caverne, l'Elefante antico, il Cavallo selvatico europeo, il Rinoceronte di Merck e il Bue primigenio. Altri resti appartengono a specie che esistono ancora ma che non fanno più parte della fauna italiana da molto tempo, trovandosi ormai in regioni molto lontane; si tratta della Iena macchiata e dell'Ippopotamo. Furono inoltre trovati resti di Aquila, Lupo, Lince, Daino, Cervo e Capriolo, tutte specie ormai sparite dalla fauna locale; resti di Cinghiale, presente tuttora in virtù dei lanci periodici che ne vengono fatti nei Monti Livornesi; resti di Marmotta e di Lepre variabile, specie che, vivendo in climi freddi, si trovano oggi in Italia solo in montagna. Furono pure trovati resti di Arvicola (il «Ratto d'acqua»), di Istrice, di Volpe e di Lepre comune, specie ancora viventi allo stato selvatico nelle nostre campagne e, infine, lo scheletro quasi intero di un Delfino, interrato nella cava di argilla della antica Fornace Anelli.

Dei resti fossili di cui sopra non ci sono indicazioni particolareggiate sulle condizioni di giacitura al momento delle scoperte; se fossero venuti alla luce attualmente sarebbero stati esaminati con i più raffinati sistemi moderni, grazie, appunto, ai progressi della Paleontologia e della Sedimentologia. Tuttavia, tenuto conto delle località dei rinvenimenti, fortunatamente note, e dei significati ambientali delle presenze di questi fossili, ho potuto tracciare la seguente ricostruzione dell'evoluzione di alcune sequenze della Piana di Livorno: "Per considerare le condizioni di giacitura dei Vertebrati fossili esaminati conviene iniziare proprio dal Delfinide, che è il più antico, come testimoniato dall'età delle argille della vecchia cava della Fornace Anelli nelle quali è stato trovato. Queste argille risalgono al Pliocene… [come era noto dal lavoro di A.Malatesta] e rappresentano la sedimentazione al fondo del mare aperto che in quel periodo ricopriva tutta l'area dell'attuale Piana di Livorno fino al piede dei Monti Livornesi. Questi formavano un'isola oltre la quale, verso Nord, il mare del Pliocene giungeva fino alle soglie del Monte Pisano e, verso oriente, al piede dei Monti Albani. Altri cetacei fossili sono stati trovati [in ambito toscano] a Orciano Pisano, a Castelfranco nel Valdarno inferiore e a Montaione in Val d'Elsa. I ritrovamenti di Cetacei fossili che vissero in questo mare non sono certo abbondanti, del resto ciò è pienamente in accordo con le condizioni ben ossigenate del fondo che non favorirono i processi di fossilizzazione.

Gran parte dei Vertebrati dei quali ci siamo occupati proviene da Monte Tignoso, cioè dal riempimento di una stretta e lunga fessura negli strati calcarei che formavano una piccola collina, circa 100 m ad oriente di Ardenza, prima che fosse demolita per ricavarne pietra da costruzione. La

deposizione di questi strati calcarei risale al Miocene Superiore, come è documentato dalle conchiglie dei Molluschi fossili [e, maggiormente, dai Coralli] che contengono, e avvenne in ambiente marino. Questi strati calcarei dopo la deposizione subirono numerose vicende: dapprima furono seppelliti da altri sedimenti, in seguito, alla fine del Pliocene [Medio], iniziarono ad essere sollevati dalle forze interne che regolano gli equilibri fra masse di rocce. Queste forze si esplicano frequentemente (gran parte dei terremoti ne sono conseguenza) con la rottura dei sedimenti lungo superfici di discontinuità, chiamate «faglie», che spesso hanno un andamento subverticale e in corrispondenza delle quali le masse rocciose scorrono. Questi piani di faglia costituiscono vie di più facile circolazione delle acque sotterranee che, nei sedimenti calcarei, provocano la soluzione della roccia stessa e quindi l'apertura di cavità carsiche a forma, come in questo caso, di strette fessure sub-verticali.

Lo sviluppo dei fenomeni carsici è piuttosto lento, si può pensare che le strette fessure che si formarono nelle rocce mioceniche di Monte Tignoso abbiano iniziato ad aprirsi con la fine del Pliocene quando l'area orientale della Piana di Livorno emerse dal mare. L'apertura di queste cavità carsiche sarebbe evoluta durante il Pleistocene Inferiore e Medio; nel Pleistocene Superiore il mare, innalzandosi di livello per lo scioglimento [parziale] dei ghiacci polari conseguente all'ultima fase interglaciale Riss – Würm [o Piano Tirreniano se riferito alla stratigrafia marina], raggiunse nuovamente il Monte Tignoso, penetrò nelle cavità carsiche, che ormai erano completamente formate, e ne svuotò il contenuto dei detriti ed, eventualmente, dei sedimenti continentali che si erano potuti deporre in precedenza. Questa presenza del mare era documentata nelle pareti di queste grotte di Monte Tignoso dai fori e dalle conchiglie di *Lithophaga lithophaga* osservate da I. Cocchi, al tempo ordinario di Scienze Naturali a Firenze. Inoltre questa inondazione marina al piede di Monte Tignoso è documentata da una fauna di Molluschi fossili che fu raccolta dal livornese G. B.C.Caterini negli strati di «Panchina» che giacevano intorno a questa collina (la «Panchina» è un'arenaria calcarea del Pleistocene Superiore assai conosciuta a Livorno perché forma gli scogli del litorale fra la terrazza di Ardenza e quella Mascagni). Questa fauna fossile conteneva (fide A.Malatesta, 1942) lo *Strombus bubonius*, Gasteropode dei mari caldi, oggi non più vivente nel Mediterraneo e considerato tipico della fase tirreniana di mare più alto dell'attuale e corrispondente all'ultimo interglaciale (Riss – Würm).

In seguito alla fase tirreniana di massimo innalzamento del livello marino si venne a determinare nella Piana di Livorno un ampio basso-fondale che fu ben presto delimitato verso il largo da cordoni sommersi di barre sabbiose, che, dapprima, formarono delle lagune, poi, dopo completa emersione, racchiusero verso l'interno paduli ed aree che si interravano per l'apporto detritico dei torrenti che scendevano dalle pendici nord-occidentali dei Monti Livornesi. Era questo l'ambiente ideale per la vita degli Ippopotami. Intanto ampie foreste e praterie dovettero ricoprire la Piana di Livorno nel caldo ed umido clima interglaciale. Agli Ippopotami si aggiunsero gli Elefanti antichi, i Rinoceronti, i Cervi, tutta una ricca fauna che la fessura aperta sul suolo di Monte Tignoso raccoglieva sporadicamente quando qualche individuo vi cadeva dentro, oppure vi veniva portato ucciso dai carnivori che l'avevano prescelta come tana.

Le citazioni dei resti di Elefante e di Cervo alle Secche della Meloria ci indicano che la foresta del Pleistocene Superiore si spinse sicuramente fin là. Ciò non deve stupire perché è noto che con il grande sviluppo della calotta glaciale artica, conseguente al raffreddamento del clima nell'ultima glaciazione (Würm), il livello del mare decrebbe di circa 110 m rispetto a quello attuale per cui vennero ad emergere, non solo tutti i bassi fondali marini compresi fra la costa attuale e le Secche della Meloria, ma anche quelli ad occidente di queste secche per una fascia di circa 12 km, fino cioè all'attuale profondità marina di 110 m. Rappresentano una bella conferma di questo fatto le valli fluviali sommerse che si irradiano, appunto fin verso i 110 m di profondità, a partire dalle Secche della Meloria o si prolungano sotto il mare dalle valli che si affacciano lungo la costa del versante occidentale dei Monti Livornesi (secondo quanto illustrato da A.Segre nel 1955 "*Nota sulla idrografia continentale e marina*" in Note illustrative della C.G.I. 1:100.000, F°-111). L'esistenza di solchi, «cigliate» del gergo marinaresco locale, nei fondali prospicienti Livorno e i Monti

Livornesi è ben nota a chi è pratico del «calar tramagli»; infatti le reti calate a «zig-zag» al loro ridosso intrappolano con più facilità ottime prede.

Con il raffreddamento del clima legato all'incipiente glaciazione würmiana non solo il livello del mare cominciò a decrescere, ma la fauna e la flora vennero modificate. I primi a farne le spese furono certo gli Ippopotami, più legati degli altri animali all'acqua e ad una temperatura non troppo rigida. L'Elefante antico sopravvisse senza dubbio ai primi freddi perché nel limo contenuto nelle zanne che furono trovate al Cantiere Orlando sono stati rinvenuti pollini fossili indicanti, fra l'altro, la presenza dell'Abete. La foresta andava quindi cambiando fisionomia e gli abeti si aggiungevano al querceto anche a circa 100 m sul livello del mare che rappresentavano l'altitudine di quei tempi nella zona di Livorno. Per valutare l'importanza di questo raffreddamento del clima si pensi che oggi nelle località umide dell'Appennino l'abetaia naturale inizia al di sopra dei 1.000-1.500 m.

Intanto la grotta-fessura di Monte Tignoso doveva essere ancora aperta perché vi finirono anche la Lepre variabile e la Marmotta che indicano un clima veramente freddo.

Nella Piana di Livorno non sono stati ancora rinvenuti giacimenti adatti ad indicare le associazioni vegetali corrispondenti alle fasi più fredde dell'ultima glaciazione (Würm). E' tuttavia noto che la fase di crescita e la massima diffusione delle glaciazioni, e in particolare dell'ultima, conosciuta in modo migliore per la maggiore frequenza dei giacimenti, corrisposero ad un cambiamento di clima in senso oceanico, più caratterizzato da un aumento delle precipitazioni e da una diminuzione dell'escursione delle temperature fra estate e inverno. L'aumento delle precipitazioni, nevose durante gli inverni, portò ad un maggiore sviluppo dei ghiacciai polari e montani, che fu favorito specialmente dal progressivo raffreddarsi delle estati, in media di 6-8° C. rispetto ad oggi (infatti l'equilibrio dei ghiacciai non è regolato tanto dalle temperature invernali, perché al di sotto degli 0° C. le precipitazioni sono comunque nevose, quanto dall'abbondanza di queste ultime e dalle temperature estive che quando sono maggiori determinano la fusione di una maggiore quantità di ghiaccio).

Durante la fase climatica oceanica gli inverni probabilmente non erano molto più freddi di oggi; solo successivamente, quando il clima cambiò in senso continentale divenendo meno abbondanti le precipitazioni, le estati si fecero più calde ma gli inverni più freddi. Una fase con questo carattere, che corrisponde all'inizio della regressione dei ghiacciai, è nota in tutta l'Europa come <<periodo preboreale>>, e risale a circa 10.500 anni fa. A partire da 7.500 anni fa, con l'inizio del <<periodo atlantico>> il clima e la vegetazione assunsero aspetti più simili agli attuali, fatta eccezione alle modifiche causate dall'Uomo.

Il giacimento di Vertebrati fossili di Monte Tignoso fu chiuso, verso l'alto, da un piccolo strato di travertino, con Gasteropodi continentali del genere *Helix* (le volgari <<Chiocciole>> commestibili), che separava i resti antichi da quelli più recenti che si accumularono da quando la grotta fu praticata dall'Uomo la cui presenza è documentata a partire dall'eneolitico (prima fase delle civiltà dei metalli)", secondo quanto riferito nel 1971 dalla prof.ssa R.Grifoni Cremonesi (associata a paletnologia a Pisa) nella "*Revisione e studio dei materiali preistorici della Toscana*" in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., LXXXVIII.

Nel porto di Livorno in occasione dello scavo iniziato nel 1967 per la costruzione del Bacino di carenaggio di Torre del Fanale venne alla luce una sequenza di undici strati, a iniziare da un fondale di –2 m, così costituita nell'ordine discendente e nella descrizione di G.Barsotti, P.R.Federici, L.Giannelli, R.Mazzanti, G.Salvatorini (in "*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. It., XIII, 1974):

- a – livello argilloso, potente meno di 1/2 m ; probabilmente collegato all'ultima trasgressione glacioeustatica detta Versiliana;
- p – livello di calcarenite (Panchina II), potente circa 1 m, di ambiente di spiaggia sia sommersa sia emersa; verosimilmente corrispondente al secondo episodio interglaciale, noto come Tirreniano II;

- at – livello di argilla torbosa nera, potente 15-30 cm e a base ondulata, con pollini di *Pinus* (in prevalenza di tipo *silvestris*) *Abies* e *Fagus*, e di un'associazione di Molluschi di acqua dolce oggi caratteristica del Piano Montano, cioè di un'associazione di clima umido e freddo per una località comunque vicina al mare; corrispondente al massimo sviluppo di una fase <<fresca>> Intratirreniana;
- sa – livello di sabbia argillosa gialla, potente dai 40 ai 100 cm, con presenze fossili, in alto, di *Cerastoderma lamarcki* e *C. edule,* specie di Lamellibranchi capaci di vivere nelle lagune, e, ancora, di *Amyclina cornicula*, tipica degli ambienti chiusi e, in basso, di associazioni di Molluschi tipiche dei fondi fangosi degli ambienti costieri calmi e riparati da lidi e barriere con fossili di piccole dimensioni; corrispondente alla regressione marina conseguente l'inizio della fase <<fresca>> di cui sopra;
- cp – livello di calcarenite (Panchina I, più sabbiosa in alto e più cementata in basso, dove spesso sono presenti molti ciottoli), potente 100-150 cm, con alla base una ricca fauna nella quale a specie ad ampia distribuzione, se ne accompagnano altre attualmente limitate alle coste del Senegal e delle Isole del Capo Verde: *Strombus bubonius, Cantharus viverratus, Cimathium ficoides, Polinices lacteus, Conus testudinarius, C. vayssieri, Lopha hyotis, Beguina caliculata senegalensis* . Ciò sta ad indicare che le condizioni delle acque dovevano essere assai simili a quelle che attualmente si riscontrano in quell'area costiera dell'Oceano Atlantico; attribuibile con certezza alla fase interglaciale del Tirreniano I.

Tutti i livelli di cui sopra si presentavano orizzontali; al contrario tutti quelli sottostanti erano inclinati di circa 15° verso NW e formavano la seguente successione nell'ordine dall'alto:
- 6 – livello di argilla leggermente siltosa, azzurra, apparentemente priva di stratificazione. I macrofossili sono quasi del tutto assenti, Lo spessore massimo osservabile, al di sotto degli strati del precedente livello cp, è di circa 4 m; la datazione di questo livello non è stata possibile sulla base dei macrofossili, le microfaune consentono di attribuirlo al Pleistocene Inferiore per la presenza di *Hyalinea baltica* tra i Foraminiferi e di *Aurilia cymbaeformis* e *Paraksite* cfr. *dactylomorpha* tra gli Ostracodi;
- 5 – livello di sabbia talora cementata, di colore grigio con zone giallo ocra legate verosimilmente alla circolazione di acque vadose. Vi sono diffusi piccoli ciottoli che in alcuni punti sono tanto concentrati da costituire un vero e proprio conglomerato. Il livello è estremamente ricco di fossili, in particolare Molluschi e Melobesie libere. E' formato da un unico banco con spessore decrescente da 150 a 100 cm procedendo da NW a SE; è presente una tipica associazione del Quaternario <<freddo>> riferibile al Piano Calabriano: *Turritella tricarinata pliorecens, T. incrassata, Thericium varicosum directum, Naticarius tigrinus, N. sulcooperculatus, Phalium laevigatum, Buccinum humphresianum, Amiclyna semistriata edwardsi, Hinia musiva crassesculpta, Nucula piacentina, Glycymeris glycymeris, Mytilus galloprovincialis* forma *erculea, Pseudoamussium septemradiatum, Chama piacentina, Arctica islandica, Dosinia lupinus ficaratiensis, Venus casina, V. multilamella, Chamelea lamellosa, Venerupis rhomboides, Mya truncata, Panopaea glycymeris*;
- 4 – livello di argilla azzurra con sottili letti argilloso-sabbiosi; la stratificazione, appena accennata, è intuibile per la presenza di bande più chiare e più scure, corrispondenti a variazioni quantitative della frazione sabbiosa. I macrofossili sono comuni e particolarmente concentrati nelle intercalazioni più sabbiose. Spessore circa 7 m; la malacofauna, sebbene più scarsa, è molto simile a quella dei livelli sottostanti; neppure l'esame delle microfaune è stato indicativo, tuttavia il riferimento al Calabriano è possibile in base alla posizione stratigrafica;
- 3 – livello di limo e sabbia argillosa grigio-blu in strati di circa 10 cm. Contiene un'abbondante malacofauna del Quaternario «freddo», che la presenza di *Naticarius sulcooperculatus* permette di riferire al Calabriano, e frammenti di tronchi lignitizzati. Spessore circa 2 m;
- 2 – livello di limo e argilla grigio-blù in strati di circa 10 cm. Il livello è ricco di macrofossili e ha uno spessore complessivo di circa 2 m; i fossili più significativi di questo livello, attribuibile anch'esso al Piano Calabriano sono: *Turritella tricarinata pliorecens, T. incrassata, Capulus sinuosus, Aporrhais uttingeriana, Naticarius sulcooperculatus, Amyclina semistriata edwardsi,*

Nucula piacentina, Glycymeris glycymeris, Arctica islandica, Dosinia lupinus ficaratiensis, Venus casina, V. multilamella, Chamelea lamellosa, Venerupis rhomboides, Panopaea glycymeris, Clavagella bacillaris, Terebratula gr. *ampulla*;
-1 – livello di argilla un po' sabbiosa, azzurra, pressoché priva di macrofossili. Affiora fra i detriti di una piccola area della zona più profonda del bacino fino alla quota di –20 m: Lo spessore massimo esposto è di circa 4 m; sulla base dei soli macrofossili, estremamente scarsi e banali, non è possibile una datazione, neppure approssimativa, di questo livello che tuttavia è attribuibile al Pleistocene Inferiore per presenza di *Hyalinea baltica*, tra i Foraminiferi, e di *Aurilia cymbaeformis* e *Paraksithe* cfr. *dactylomorpha*, tra gli Ostracodi.

Il significato cronologico della successione inferiore (livelli 1-6) del Bacino di carenaggio è stato riesaminato e precisato nel 1982 da L.Giannelli, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini, G.Sanesi nelle "*Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno*" nel volume "Studi sul Territorio livornese", pubblicato dal Centro Livornese di Studi Archeologici. Sulla base delle più recenti conoscenze di bio e cronostratigrafia del Quaternario tutti questi livelli rientrano nella Zona a *Helicosphaera sellii* del nannoplancton calcareo che corrisponde al Sottopiano Emiliano del Piano Calabriano; questo sottopiano viene identificato con la parte centrale del Pleistocene Inferiore al di sopra del Sottopiano Santerniano e al di sotto del Sottopiano Siciliano.

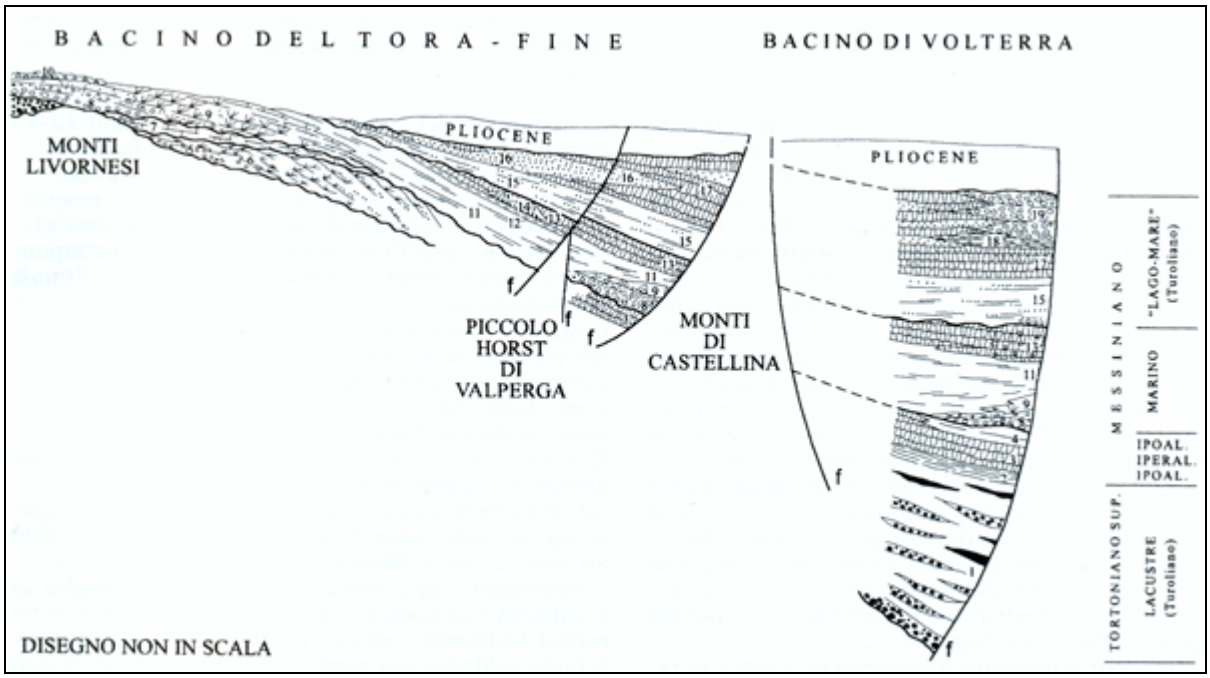
A parte le dotte disquisizioni di ordine biostratigrafico, l'enorme sezione del Bacino di carenaggio (lo scavo corrispose a un grande parallelepipedo di 470×150 m di lunghezza-larghezza ×18 m di profondità, di conseguenza le pareti visibili ebbero una superficie, non considerando i detriti, di circa 22.320 m^2) fu un evento eccezionale in quanto mostrò milioni di fossili in bella evidenza e spesso ancora in giacitura primaria. Negli strati inferiori (1-6) apparvero fossili specialmente di Molluschi, ma anche di Brachiopodi, Echinidi, Coralli, Crostacei, Anellidi; negli strati superiori il più ricco era il livello cp, con Molluschi, Echinidi, Cirripedi, Brachiopodi, Coralli e Briozoi. La raccolta di campioni argillosi per l'esame al microscopio delle microfaune e delle microflore, eseguiti in un secondo tempo, ha completato il quadro con la possibilità di studiare Foraminiferi, Nannofossili, Ostracodi, Pollini. Ma l'aspetto più immediato, per noi ricercatori, fu senza dubbio di poter quasi toccare le grandi variazioni ambientali che intervennero durante la deposizione di quei 20 m di sedimenti, attraverso le ricchissime macrofaune che alcuni di loro contenevano! Molte vicende del territorio degli ultimi circa due milioni di anni erano lì, concentrate e pronte ad essere lette: bastava solo sapere che le faune ad *Arctica islandica* degli strati inferiori, vivendo attualmente nei freddi mari islandesi significano un raffreddamento del nostro Mediterraneo, mentre le faune soprastanti a *Strombus bubonius*, vivendo ora nelle calde acque dell'Atlantico tropicale, ne significano un riscaldamento e, ancora, che poco sopra a quest'ultime faune il livello di argille nere ricco di pollini di abete, dopo l'esame microscopico eseguito dalla dott.ssa M.L.Galletti, indica un successivo episodio freddo in buon accordo con la faunula di Molluschi polmonati studiata da C.Meluzzi (che fu esperto livornese di questa branca zoologica molto particolare, prematuramente deceduto), episodio tuttavia superato nei livelli superiori, corrispondenti a una risalita del livello del mare per una, ovviamente più recente, fase di riscaldamento delle condizioni climatiche generali.

Le conoscenze sui sedimenti del Pleistocene Inferiore si sono arricchite nel 1986 con la pubblicazione di A.Bossio, R. Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini: "*Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area del Comune di Rosignano M.mo*" nel Suppl. n° 1 ai Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, VI (1985). Infatti con questo lavoro alle già notevoli conoscenze stratigrafiche sul Pleistocene Inferiore degli affioramenti degli immediati dintorni di Livorno, di Rosignano e della bassa Val di Cecina veniva aggiunto lo studio micropaleontologico completo del sondaggio Mondiglio, eseguito a carotaggio continuo dalla Società Solvay. In modo particolare questo sondaggio ha evidenziato associazioni del Sottopiano Emiliano da 0,10 a -221 m di quota e del Sottopiano Santerniano fino a –286 m (fondo pozzo), sempre in sedimenti riferibili alla formazione delle Sabbie e argille ad *Arctica islandica*. Queste

attribuzioni risultano dalla presenza di *Gephyrocapsa oceanica* fin da fondo pozzo, dalla scomparsa di *Calcidiscus macintyrei* a –271 m, dalla comparsa di *Hyalinea baltica* a –221 m, dalla presenza di *Helicosphaera sellii* fino al limite con i depositi tirreniani a 0,10 m.

Così i due ultimi esempi di studi paleontologici sopra riportati hanno aperto le nostre conoscenze sulle due piane di Livorno e di Rosignano con stratigrafie del Pleistocene Inferiore, risultate quasi del tutto comparabili: quella del Bacino di carenaggio di Livorno resterà essenziale per le conoscenze sui macrofossili, pur avendo fornito ottime indicazioni di micropaleontologia; quella del sondaggio del Mondiglio di Rosignano per le conoscenze sui microfossili, pur avendo fornito un'eccezionale indicazione di macropaleontologia con il <<pescaggio>>, a fondo pozzo, di un magnifico esemplare di *Arctica islandica* con le due valve ancora in connessione! Né le presenze fossili conosciute nel territorio della Provincia di Livorno si limitano a quelle sopra ricordate, anzi fin dall'ultimo quarto del secolo XIX è stata rinvenuta una grande quantità di fossili, specialmente tutto intorno ai Monti Livornesi e nelle valli di Tora-Fine (sedimenti del Miocene Superiore e del Pliocene Inferiore e Medio) e al loro interno in val di Chioma nei sedimenti del Miocene Superiore. Questi fossili hanno arricchito le collezioni dei Musei di Storia Naturale degli Istituti di Geologia e Paleontologia delle Università di Firenze, di Pisa, di Bologna e di Modena, a seconda delle provenienze dei professori che le hanno raccolte. Le note (manoscritte e/o pubblicate) su queste raccolte, in genere molto belle e ricche ma ovviamente prive di moderni riferimenti stratigrafico-micropaleontologici, sono state revisionate recentemente da L.Ragaini (livornese associato di Paleontologia a Pisa), in "*La collezione G. Scarabelli 1820,*" pubblicato nel capitolo "Echinoidi" di La collezione Scarabelli. I. Geologia, 1996; da W.Landini (ordinario di Paleontologia a Pisa), E.Menesini (ordinaria fuori ruolo di Paleontologia a Pisa, recentemente deceduta), G.Salvatorini, in "*Studi sulle ittiofaune messiniane. I. Revisione delle collezioni «Capellini» e «De Bosniaski». Studio di una nuova ittiofauna del Tripoli del Gabbro*", in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 1978; S.Gillet, in "*Révision des Mollusques de la colletion Capellini*", in Giorn. Geol., XXX, 1963; W.Landini, in "*Revisione degli «Ittiodontoliti pliocenici» della Collezione Lawley*", in Palaeontographia italica, LXX, 1977; G. Ruggieri, in "*I lembi miocenici del livornese nel quadro della tettonica dell'Appennino*", in Atti Acc. Sc. Ist. Bologna, S. 9, III, 1956.

Altri lavori molto interessanti di paleontologia sono stati pubblicati nel XX secolo sulle successioni stratigrafiche di questa zona: a iniziare dagli studi di W.Berger (1957) sulla flora fossile del Gabbro; di S.Gillet (1960) sulle affinità orientali dei Molluschi messiniani del Torrente Morra; di J.P.Chevalier (1961) sulle formazioni recifali del Mediterraneo Occidentale, comprese quelle del Livornese; di Lavinia Trevisan (1967) sui pollini fossili del Tripoli del Gabbro; di E.Menesini (1977) sulla malacofauna del Pliocene Medio di Orciano Pisano; di J.Gaudant (1978) sull'ittiofauna delle marne messiniane; di M. Esteban (1978) su "*Significance of the Upper Miocene reef in the Eastern Mediterranean*" in Messinian Seminar,4. Di tutti questi lavori non fornisco la bibliografia che si trova completa nel recente "*Riordino delle conoscenze sul bacino neogenico del Tora-Fine (Toscana, Italia)*" pubblicato da A.Bossio, L.M.Foresi, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini, P.Squarci in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, CVI, 1999. Quest'ultima nota contiene la stratigrafia completa del Neogene (in questo caso dal Miocene Superiore al Pliocene Medio) che ho allestito per il F° 284 – Rosignano M.mo della Nuova Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, tenendo presente quanto è stato fatto per il F° 285 – Volterra della stessa Carta in modo da evidenziare passaggi laterali, uguaglianze ed eventuali disuguaglianze nelle stratigrafie dei due bacini separati dai Monti di Castellina M.ma ma comunicanti più a Sud, in Val di Cecina, e più a Nord, in Valdarno. La successione di questa moderna stratigrafia vien data secondo lo sviluppo cronologico, richiamando che di ogni formazione e membro sono state eseguite campionature per gli esami micropaleontologici, pubblicati nella monografia di A.Bossio, L.M.Foresi, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini in "*Note micropaleontologiche sulla successione miocenica del Torrente Morra e su quella pliocenica del bacino dei fiumi Tora e Fine (province di Livorno e Pisa)*" in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.,A, CIV, 1997. Cioé, nella successione dal basso:



Rappresentazione schematica della successione stratigrafica dal Tortoniano Superiore al Messiniano del bacino del Tora-Fine.

1) *Successione lacustre del Turoliano Superiore comprendente i Conglomerati di Podere Luppiano e piccolissime intercalazioni di Argille del Torrente Fosci.*
2) *Parte superiore, di facies salmastra, delle Argille del Torrente Fosci.*
3) *Gessi con posizione stratigrafica analoga ai Gessi del Podere La Serra nel Bacino di Volterra; sono stati incontrati dal sondaggio II, presso Pomaia.*
4) *Gessi del Podere La Serra, affioranti solo nel Bacino di Volterra.*
5) *Conglomerati delle Cantine (compreso nel 6), piccoli affioramenti solo nel bacino del Tora-Fine.*
6) *Calcari dell'Acquabona.*
7) *Calcari di Le Cave.*
8) *Conglomerati di Villa Mirabella.*
9) *Calcari di Castelnuovo, prevalentemente biocostruiti.*
10) *Calcari di Castelnuovo, prevalentemente detritici.*
11) *Formazione del Torrente Raquese.*
12) *Tripoli di Paltratico.*
13) *Gessi laterali alla Formazione del Rio Sanguigna.*
14) *Formazione del Rio Sanguigna.*
15) *Argille e gessi del Fiume Era Morta.*
16) *Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano.*
17) *Gessi laterali alle Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano.*

LUP – Conglomerati di Podere Luppiano (località tipo ad Est di Volterra). Conglomerati poco organizzati, eterometrici, con ciottoli e matrice arrossati; gli elementi sono scarsamente elaborati in prevalenza di calcare siliceo (tipo "Palombino"), di ofioliti e di radiolariti. I fossili non rimaneggiati sono rari e limitati a frammenti di *Ilyocypris* e a valve immature di *Candona*. Età Tortoniano Superiore (Turoliano, in quanto i fossili indicano una facies dulcicola), per considerazioni stratigrafiche generali possibili nella zona di Ponsano (bacino di Volterra). Nel bacino del Tora-Fine questa formazione affiora solo tra Cordecimo e il Botro della Ficaiola, altri affioramenti compaiono nel settore settentrionale dei Monti Livornesi. Gli spessori, sempre modesti, sono mal precisabili per pessime esposizioni e complicazioni tettoniche. (Appartiene all'Unità UBSU del «Lignitifero»).

ROS – Calcare di Rosignano. Ambiente marino di scogliera; età Messiniano inferiore. Questa formazione è stata suddivisa nei seguenti Membri: (ROS 1, ROS 2, ROS 3 appartengono all'Unità UBSU dell'Acquabona-Spicchiaiola; ROS 4, ROS 5 appartengono all'Unità UBSU di Castelnuovo);

ROS 1 – conglomerati a ciottoli medi e minuti in abbondante matrice carbonatica; talora fossiliferi (Conglomerati delle Cantine);

ROS 2 – bioerme in sequenze di calcareniti bioclastiche – impalcature di Coralli; facies [ambienti] di scarpata con sequenze di calcareniti stratificate – impalcature di Coralli – banchi di biocalciruditi (Calcari dell'Acquabona);

ROS 3 – calcari talora pisolitici [strutturati a globuli delle dimensioni di un pisello], ben stratificati, di retroscogliera (Calcari di le Cave);

ROS 4 – conglomerati grossolani mal classati, arenarie a prevalenti elementi ofiolitici e cemento carbonatico; facies marino-deltizia (Conglomerati di Villa Mirabella);

ROS 5 – calcari biocostruiti a *Porites* (Coralli) e Alghe corallinacee in *patch reef* [piccole scogliere a <<macchia>>] associati a calciruditi (Calcari di Castelnuovo).

La scogliera dell'Acquabona (ROS 1, ROS 2, ROS 3) affiora nell'ambito dei Monti Livornesi solo nel colle di Rosignano M.mo e nel Monte Tignoso (fig. sopra). Questi dovevano avere un certo rilievo fin dal Miocene Superiore per favorire l'impianto e lo sviluppo del membro ROS 2 (nelle facies di bioerma e di scarpata) mentre del tutto secondario fu lo sviluppo del membro ROS 1, solo parzialmente presente perché collegato a scarsi e locali apporti torrentizi (in prevalenza ciottoli ofiolitici del tutto locali). Della facies di bioerma è conservata unicamente la parte basale per uno spessore che supera di poco i 10 m; più difficile è la valutazione dello spessore originario della facies di scarpata per l'eventualità, molto probabile, di clinostratificazioni; non dovrebbe comunque oltrepassare il centinaio di metri. Il membro ROS 3, di laguna di retroscogliera, è presente solo nella parte sommitale della Cava Solvay, presso l'Acquabona, con uno spessore che non raggiunge 30 m.

I Conglomerati di Villa Mirabella (ROS 4) hanno dimensioni dei clasti variabili tra grossolane e minute sia nei ciottoli che nelle sabbie; i tipi litologici dei clasti passano da una prevalenza dei calcari tipo «Palombino» a una prevalenza (talora quasi assoluta) delle ofioliti. Frequenti nella matrice sono le croste carbonatiche indicative di acque sovrasature con tendenza alla precipitazione di sali e talora di origine algale. I fossili non sono abbondanti ma relativamente comuni; essi esprimono un ambiente marino litorale. Gli spessori sono molto vari, da pochissimi metri fino a un centinaio.

I Calcari di Castelnuovo (ROS 5) si presentano con modalità e spessori assai vari. In particolare lungo il margine occidentale del bacino del Tora-Fine (da Migliarino a Cordecimo) presentano associazioni di coralli sia pure a nuclei isolati (*patch reef*); lungo il margine sud-est del bacino dal Terriccio a Pomaia (zona di Castellina M.ma), contengono abbondanti stromatoliti [strutture algali] associati ad una successione in predominanza sabbioso-conglomeratica. La maggior parte degli stromatoliti ha un diametro di 10-30 cm, ma alcuni orizzonti mostrano grandi duomi con diametro di 1 m, localmente estesi fino a 5 m. Comunque lo spessore di questi strati e duomi calcarei è sempre molto minore nei confronti di quelli conglomeratici e arenacei.

RAQ – Formazione del Torrente Raquese (località tipo ad Est di Volterra), limitatamente però alla parte inferiore rispetto a quanto indicato per il bacino di Volterra. Si tratta di marne argillose e argille talora sabbiose grigie localmente con intercalazioni calcareo-marnose. Il loro ambiente di deposizione è marino di piattaforma e la loro età è Messiniano Inferiore. Quest'ultima è deducibile essenzialmente sulla base delle associazioni microfaunistiche e nannofloristiche, nonostante il loro carattere povero e/o oligotipico. Il fossile tipico è il Lamellibranco *Pycnodonte navicularis*. Gli strati di questa formazione sormontano in concordanza quelli di ROS, come ben visibile nel Torrente Morra, a Casa Caforno e a Castelnuovo; in queste località del lato occidentale del bacino del Tora-Fine gli spessori sono stati misurati tra 35 e 75 m. Sul lato sud-est del bacino essa affiora alla Cava del Pesciera, con uno spessore di pochi metri che prelude alla sua chiusura <<a bietta>>

entro i Calcari di Castelnuovo, lungo la strada per Castellina M.ma presso Casa Gesseta e circa 200 m a Nord di Sant'al Poggio. (Appartiene all'Unità UBSU di Castelnuovo).

TRP – Tripoli di Paltratico. Diatomiti (cioè rocce composte in prevalenza da Diatomee ed altri microrganismi silicei, quali Silicoflagellati, spicole di Spongiari, ecc.), marne e marne sabbiose laminitiche, ricche di fossili (è il livello più interessante per i raccoglitori di fossili, con ittioliti, filliti, Insetti, pollini, Molluschi, impronte di Uccelli e strutture biogeniche. Ambiente neritico con fondali asfittici, che poi spiegano tanta ricchezza di fossili perché non permettevano una vita sul fondo né l'ossigenazione di quanto cadeva da una intensa vita delle acque e dei contorni superficiali; Messiniano Inferiore. Affiora solo sul fianco occidentale del bacino del Tora-Fine, da Cordecimo a Migliarino, con spessori compresi tra 5-10 m (Appartiene all'Unità UBSU di Castelnuovo).

RSN – Formazione del Rio Sanguigna. Sabbie grossolane e conglomerati a ciottoli minuti provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure e del Calcare Cavernoso (del Dominio Toscano) verosimilmente dal Monte Pisano. I conglomerati sono gradati e passano verso l'alto ad arenarie fini anch'esse gradate e a marne, riconosciute di ambiente di deposizione a salinità moderata in quanto collegata ad addolcimento relativo per immissione di acque fluviali in acque iperaline. Lateralmente, a Nord e a Sud dell'affioramento di questa formazione, compare il grosso banco (RSNg) di gessi primari e secondari. (Appartiene all'Unità UBSU di Lago-mare).

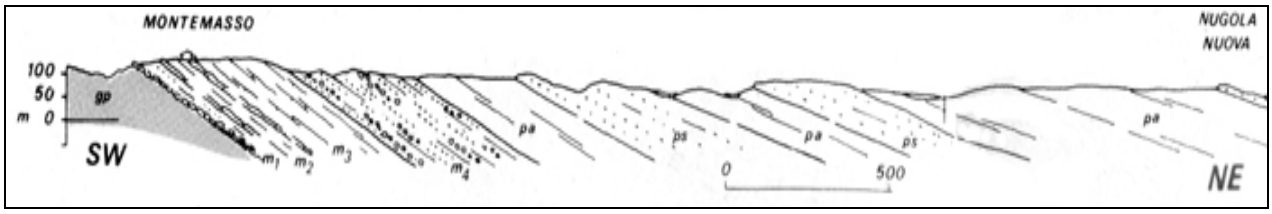
EMO – Argille e gessi del Fiume Era Morta (località tipo ad Est di Volterra). Argille e argille marnoso-sabbiose grigie, spesso laminari e con intercalazioni calcareo-marnose. L'ambiente di deposizione è lacustre e deltizio-lacustre, con acque da dolci a leggermente salmastre episodicamente (ma ripetutamente) iperaline; età Messiniano superiore (Turoliano). (Appartiene all'Unità UBSU di Lago-mare). Nell'unità si rinvengono:

EMOg – livelli e lenti di gessi primari e secondari; nella parte superiore, ancora lateralmente a lenti di gessi (EMOg), l'unità passa a:

EMOl – arenarie, a grana da media a grossolana con argille e argille sabbiose e lenti sottili di conglomerati fini (Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano).

Lo spessore della formazione EMO e delle diverse lenti di EMOg e di EMOl in essa intercalate sembra variare da poche decine fino a circa 200 m.

Nella successione stratigrafica di cui sopra e nella sovrastante del Pliocene Inferiore e Medio non sono state osservate discordanze angolari, di estensioni regionali, tra le diverse formazioni. Però va ricordato che nel 1990 A.Cerrina Feroni, P.Martinelli, N.Perilli nel loro studio "*La fase tettonica del Pliocene inferiore nel settore nord-orientale delle Colline Livornesi in Toscana*" (Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. A, XCVI) affermavano che, nei riguardi della stratigrafia del Pliocene: "…la successione non costituisca una serie stratigraficamente continua; riteniamo, viceversa, che una discordanza stratigrafica scomponga la successione in due segmenti, di cui quello inferiore solidale con il Messiniano e quello superiore organizzato in un secondo ciclo, il cui termine regressivo, di chiusura, è rappresentato dalle sabbie, con lenti di calcare ad *Amphistegina* contenenti *Globorotalia crassaformis crassaformis* e *Bulimina marginata* e riferiti alla parte alta della zona a *Globorotalia aemiliana*". E, a maggiore chiarimento di questa interpretazione, nella fig. 1 della loro pubblicazione indicavano la posizione della "Superficie di base del ciclo sup. (discordanza del Pliocene inf.)" che, tuttavia, essendo "a basso angolo" (per ammissione degli stessi Autori) resta invisibile in campagna ma solo ricostruibile su una eventuale mancanza di sedimenti riferibili alla zona a *Globorotalia margaritae*.



Sezione geologica della "Strada degli Archi", tra il Torrente Ugione e Nugola.

1) *Conglomerati di Villa Mirabella.*
2) *Formazione del Torrente Raquese.*
3) *Gessi del Fiume Era Morta.*
4) *Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano.*
5) *Argille azzurre (Pliocene Inferiore).*
6) *Sabbie di Mazzolla.*
7) *Argille azzurre (Pliocene Inferiore).*
8) *Sabbie di Mazzolla.*
9) *Argille azzurre (Pliocene Inferiore e Medio).*
10) *Sabbie di Villamagna e Calcare ad Amphistegina (Pliocene Medio).*
11) *Formazione di Morrona (Pleistocene Inferiore).*
12) *Sabbie di Nugola Vecchia.*
13) *Terrazzi del Pleistocene Medio.*

La posizione di cui sopra, in netto contrasto con la continuità della successione pliocenica (dalla Zona a *G. sphaeroidinellopsis* alla Zona a *G. aemiliana*) già documentata lungo la vicina Strada degli Archi (fig. sopra) da L.Giannelli, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini, G.Sanesi (già ordinario di Pedologia a Firenze, precocemente deceduto) (in: "*Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno*", 1982) e da A.Bossio, L.Giannelli, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini (in "*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 Società Paleontologica Italiana, 1981) non ha retto alle verifiche successive eseguite in ben quattro sezioni distanti non più di 1.500 m l'una dall'altra, nella zona di Collalto e disposte tra il tetto del Miocene Superiore e i sedimenti della zona a *G. puncticulata* della successione pliocenica. Infatti (come reso noto nel 1991 da A.Bossio, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini in " *Recenti sviluppi degli studi stratigrafici sui sedimenti pliocenici della Val di Tora (Colline Livornesi)*" nei Riassunti del Workshop "Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area tosco-laziale") le campionature di controllo, appositamente eseguite (sezioni di Casa Poggetto, di Botro Marianna, di Casa Bodoni e di Casa Casalino) tra le sezioni della Strada degli Archi e del Torrente Morra, hanno documentato la presenza della Zona a *S. seminulina* s.l. dei Foraminiferi planctonici e della Zona a *Discoaster variabilis* dei nannofossili calcarei negli strati basali del Pliocene Inferiore, regolarmente seguìti dai sedimenti della Zona a *G. margaritae* e di quelle a *G. puncticulata – G. margaritae* e a *G. puncticulata*, Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* – Zona a *Discoaster tamalis*. La successione del Pliocene Inferiore del lato NW del bacino del Tora-Fine non presenta quindi lacune registrabili né con la zonazione dei Foraminiferi planctonici né con quella del nannoplancton calcareo. Per il significato della "…discordanza stratigrafica, a basso angolo, senza emersione" annunciata da Cerrina Feroni et al. nel 1990 tra le argille della Zona a *S. seminulina* s.l. e a *G. margaritae* e le argille delle Zone a *G. puncticulata-G. margaritae* e a *G. puncticulata*, fa piacere che anche loro concordino sul fatto che nei sedimenti del Pliocene Inferiore, oggi conservati nell'area NW del bacino del Tora-Fine, non sia possibile registrare indizi di emersione pliocenica. Ciò è esattamente quanto affermato da Bossio et al. nel 1981 e da Giannelli et al. nel 1982 sulla base delle analisi delle facies sedimentarie delle argille al letto e al tetto dei banchi sabbiosi di Bellavista e di Casalino. Va ricordato che questi ultimi furono interpretati da tali Autori come dovuti a rideposizione marina profonda di materiali sabbiosi e ciottolosi (come provato anche dalla loro parziale giacitura gradata) provenienti dall'erosione (verosimilmente ancora subacquea) di sedimenti costieri. Del resto questa giacitura dei banchi sabbiosi di Bellavista e di Casalino è stata confermata da una serie di sondaggi eseguiti per sfruttamento idrico. Così A.Lazzarotto, R.Mazzanti, C. Nencini (nel volume "*Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalvetti*" Suppl. n°2 Quad. Mus. St. Nat. Livorno, II, 1990) danno notizia che questi sondaggi, eseguiti a distanza di qualche centinaio di metri dagli affioramenti di questi banchi, non li hanno rintracciati evidentemente per la loro forma

ristrettamente lenticolare. Quanto poi alla possibilità di rintracciare in campagna nella zona di Collalto "la superficie di base del ciclo sup. (fig. 1 di Cerrina Feroni et al., 1990)", non evidenziata dalla ormai dimostrata inesistente lacuna della Zona a *G. margaritae*, ma solo servendosi della "…discordanza stratigrafica a basso angolo…" (in altri termini praticamente invisibile!) all'interno delle Argille azzurre plioceniche, riteniamo francamente che sia poco realizzabile! E' questo un bell'esempio che una accurata e «fitta» raccolta di campioni per studiare una sezione geologica con un appropriato esame micropaleontologico può evitare di cadere in affermazioni facilmente smentibili!

ETA' RELATIVE ED ETA' RADIOMETRICHE O "ASSOLUTE"

Nelle pagine precedenti quando è stato fatto cenno per la prima volta ad una «Serie» o ad un <<Piano>> della Scala Cronometrica Internazionale ne è stato dato il riferimento in Ma (=milioni di anni) in genere relativo all'età «assoluta» dell'inizio e della fine; inoltre è stato precisato che con i metodi della Paleontologia non è possibile andare oltre ad indicazioni di cronologie «relative». Un cenno ai metodi per la cronologia assoluta, che corrispondono ad alcune delle più recenti tecnologie della Scienza, ritengo sia indispensabile in questo volume; tanto più che alla loro realizzazione hanno attivamente partecipato molti ricercatori livornesi ad iniziare dal prof. Giorgio Ferrara, direttore per molti anni dell'Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica dell'Università di Pisa e del dott. Sergio Borsi, cari amici entrambi precocemente deceduti, e dei dott. A. Del Moro, P. Macera (tutti livornesi) e S. Tonarini (Rosignanina), attualmente ricercatori nell'ambito dello stesso Istituto, particolarmente impegnati, fra l'altro, nelle determinazioni di cronologia assoluta delle magmatiti dell'area tosco-laziale.

Questo argomento è stato sinteticamente e chiaramente trattato nel volume "*Introduzione alla Geologia*", pubblicato nel 1978 da L.Trevisan e G.Giglia, dal quale traggo: "Con la disintegrazione radioattiva atomi di un elemento si trasformano in un altro, emettendo raggi *alfa* (nuclei di elio), *beta* (elettroni con carica negativa) e *gamma* (della stessa natura dei raggi X). Si conoscono elementi nei quali la disintegrazione (o decadimento) avviene in tempi dell'ordine dei miliardi d'anni, altri in tempi molto più brevi. Per esprimere la velocità del processo si considera il semiperiodo (o tempo di dimezzamento), cioè il tempo che impiega una certa quantità di quell'elemento per ridursi alla metà.

Gli isotopi con tempi di dimezzamento brevi sono utilizzati per datazioni circoscritte ai tempi recenti, come nel caso del radiocarbonio.

Il radiocarbonio (^{14}C) è un isotopo radioattivo del carbonio ^{12}C e si forma nell'atmosfera (con intensità massima sui 15.000 m) per le collisioni dei protoni della radiazione cosmica coi gas dell'atmosfera con le quali si generano neutroni. Quando un atomo d'azoto (peso atomico 7) cattura un neutrone, diventa instabile ed espelle un protone, trasformandosi così in un atomo con 6 protoni, cioè ^{14}C, instabile perché mentre il ^{12}C ha 6 protoni e 6 neutroni, il ^{14}C ha 6 protoni e 8 neutroni. Il radiocarbonio che così si forma di continuo nell'atmosfera, si ossida formando anidride carbonica, che, insieme a quella formata dal ^{12}C, entra nelle sostanze organiche degli esseri viventi. Nei tessuti degli organismi le due anidridi carboniche si trovano nella stessa proporzione che nell'atmosfera, per il continuo scambio del metabolismo; quando l'organismo muore, lo scambio si interrompe e da tale momento il ^{14}C diminuisce per disintegrazione radioattiva, con una velocità espressa da un semiperiodo di 5567 +/- 30 anni.

Negli organismi viventi il radiocarbonio si trova in quantità molto piccole, cosicché, alla fine di tre semiperiodi, la precisione delle misure decresce sensibilmente. Con particolari accorgimenti si possono estendere le determinazioni di età fino a 30-40 mila anni: un tempo brevissimo per misure geologiche, ma tuttavia di straordinario interesse per gli avvenimenti più recenti del Quaternario e per la preistoria.

Le misure si fanno con speciali contatori di Geiger, usando principalmente legni fossili, convenientemente preparati per eliminare ogni altra sostanza radioattiva.

Il radiocarbonio fu scoperto nel 1940, nel 1946 si ebbe la prova dell'esistenza di neutroni nell'atmosfera generati dalla radiazione cosmica; nel 1947 i fisici statunitensi Libby e Anderson scoprirono l'esistenza in natura del ^{14}C ed ebbero l'idea di utilizzarlo per datare le sostanze organiche del passato. Nel 1950 il semiperiodo fu determinato rendendo così possibili le prime misure di età.

Mentre il metodo del radiocarbonio esige il presupposto di una quantità iniziale nota dell'isotopo radioattivo, i metodi applicabili agli isotopi con semiperiodo lunghissimo si possono utilizzare per quantità iniziali qualsiasi.

Il semiperiodo dell'uranio 238 è di 4,5 miliardi di anni; quello dell'uranio 235 è di 710 milioni d'anni. La proporzione tra i due isotopi è costante. Il semiperiodo del torio è 13,9 miliardi di anni. Dopo una serie di trasformazioni i tre isotopi diventano rispettivamente piombo 206, 207 e 208. E' stato accertato che in un cristallo di minerale d'uranio la disintegrazione ha avuto inizio al momento della cristallizzazione. Se quel minerale appartiene a una roccia magmatica, il tempo che si determina su di esso è quello del consolidamento della roccia; se il minerale apparteneva a una roccia sedimentaria come frammento detritico, ovviamente la misura esprime l'età del frammento, ma non quella della roccia, che può essere poco o molto più recente. In una roccia metamorfica l'età misurabile è quella del metamorfismo, non quella della roccia originaria.

Misurando allo spettrometro di massa le quantità dei vari isotopi del piombo (eliminando dal computo il piombo 204 che non deriva da trasformazioni radioattive) e quelle dei rispettivi progenitori (^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th) si può risalire all'età del minerale considerato. Data la lunghezza dei semiperiodi, le misure eseguite con questo metodo sono adatte per datare rocce antichissime. Così sono state datate a 4,6 – 4,7 miliardi d'anni fa le meteoriti e le più antiche rocce lunari. Per i tempi più recenti il grado di approssimazione diventa via via più insoddisfacente: un'incertezza di 5 milioni d'anni alla distanza di mezzo miliardo d'anni è quasi trascurabile; un'incertezza anche minore per i tempi molto recenti risulta eccessiva. Per fissare un ordine di grandezza, il metodo può considerarsi valido per misure oltre i 10 milioni di anni.

Il metodo del potassio-argon, scoperto nel 1948, è valido per una vasta gamma di rocce e di tempi. Il potassio naturale è formato dagli isotopi 39, 40 e 41, dei quali il 40 rappresenta lo 0,0119% del totale ed è radioattivo. Decade in argon 40 e calcio 40 con un semiperiodo di 1300 milioni di anni. Il potassio è elemento largamente diffuso: quasi tutte le rocce magmatiche e metamorfiche hanno qualche minerale potassico, e tra questi i più usati sono le miche…

Il metodo del rubidio-stronzio si basa sul fatto che il rubidio 87 decade in stronzio 87 con un semiperiodo di 4,7 miliardi d'anni; il rubidio è quindi utilizzabile senza limiti per le rocce più antiche. Il rubidio è presente in tutte le rocce che contengono potassio e quindi in una estesa gamma di rocce…

Spesso è possibile ottenere un controllo sui risultati di un metodo eseguendo misure di età sulla stessa roccia con metodi diversi; così aumenta l'attendibilità del dato ottenuto".

Le tecniche di cui sopra, tutte sviluppate tra gli anni Quaranta e Cinquanta del secolo scorso, non rappresentano che la prima generazione nel campo delle misure cronologiche assolute realizzate nei laboratori di Geocronologia e Geochimica Isotopica. Come esempio di un metodo di «nuova» generazione riporto parte della descrizione di G.Ferrara dall'articolo "*Le datazioni radiometriche applicate all'Archeologia*" in Studi sul territorio Livornese (1982): il metodo delle Tracce di Fissione "…rappresenta un caso particolare di determinazione dell'età in quanto è basato sul fenomeno della fissione spontanea del nucleo dell'^{238}U e cioè su di un tipo di «decadimento» radioattivo molto raro che consiste nella suddivisione del nucleo di un atomo pesante in due parti, di massa all'incirca della metà. Anche se il decadimento per fissione spontanea è un fenomeno molto lento nel tempo (tempo di dimezzamento pari a 10^{16} anni), esso rappresenta un fenomeno imponente: il nucleo di ^{238}U si divide in due frammenti di peso atomico intorno a 100 fortemente ionizzati che si allontanano in versi opposti. Questi frammenti possono percorrere nei solidi un cammino da 1 a 10 micron a seconda del materiale. Nel tratto attraversato dai frammenti di fissione (che sono positivamente carichi) si producono numerose ionizzazioni con corrispondenti danni

reticolari o disordini; questo fenomeno dà luogo a quella che viene definita una <<traccia latente>> che possiamo immaginare come un microcilindro che può essere lungo sino a venti micron con diametro di 40 Å. Questa traccia latente, invisibile al microscopio ottico, rappresenta un punto debole del materiale che la contiene ed è più facilmente attaccabile da una soluzione acida rispetto alle zone circostanti. Si riesce così, con opportuni attacchi diversi a seconda dei materiali in gioco, ad aumentare le dimensioni di queste tracce latenti sino a renderle visibili al microscopio ottico. Abbiamo quindi la possibilità di contare, su superfici opportunamente trattate, queste tracce, ciascuna delle quali rappresenta un singolo evento di fissione. Il numero delle tracce per unità di superficie, sarà quindi proporzionale all'età del campione e al suo contenuto di uranio, il che significa che se siamo in grado di misurare il contenuto di U del campione e il numero di tracce in esso contenute (che possiamo qui equiparare al prodotto di decadimento) saremo in grado di avere la misura dell'età. Dato che ogni traccia rappresenta un singolo evento, questo metodo può essere considerato un metodo sensibilissimo, in grado di essere applicato anche su quantità di materiale molto piccole".

Ormai i metodi di datazione «assoluta» migliore sarebbe l'uso del termine «radiometrica» in quanto la maggioranza di questi metodi si basa sul principio del decadimento degli elementi radioattivi presenti in natura, sono moltissimi, sempre più raffinati e più affidabili, non è quindi possibile una pur breve presentazione di ognuno; mi limiterò a dare il solo elenco dei più usati e delle loro maggiori possibilità di impiego.

Così il Paleomagnetismo, come è stato accennato, permette di elaborare un «calendario» delle inversioni del campo magnetico terrestre, avvenute nel corso delle ere geologiche e correlabili con i diversi orizzonti cronostratigrafici e biostratigrafici, quindi un calendario di grande utilità per la storia geopaleontologica della Terra, anche se non ha alla base un decadimento radioattivo bensì mutamenti di posizione del polo magnetico terrestre.

La Termoluminescenza, largamente usata in Archeologia per la datazione delle ceramiche e argille cotte in fornaci e nelle Scienze della Terra per la datazione di sedimenti marini, depositi eolici e paleosuoli di età comprese tra 250 mila e 5 mila anni.

La Racemizzazione degli aminoacidi, usata per datare fossili preferibilmente di una stessa specie in un arco cronologico compreso tra un migliaio ed alcuni milioni di anni.

Né l'impiego delle tecniche radiometriche si limita alle determinazioni cronologiche, esso infatti si è rivelato utilissimo nelle determinazioni delle temperature delle acque dove vissero organismi forniti di gusci calcarei; infatti nel carbonato di calcio di questi il rapporto tra i due isotopi dell'ossigeno ^{18}O e ^{16}O (δ ^{18}O%) varia a seconda della temperatura dell'acqua al momento delle reazioni generatrici del minerale. Di conseguenza si ritiene che il δ^{18} O% rifletta il volume dei ghiacci presenti sulla Terra e, conseguentemente, l'altezza del livello del mare. Durante le glaciazioni il livello marino si abbassava: si ebbe un aumento di ^{18}O nelle acque oceaniche e una conseguente diminuzione di ^{16}O; i rapporti si invertivano durante le fasi interglaciali.

Questo cenno alla possibilità di misurare le temperature delle acque marine del passato mi offre l'opportunità di introdurre l'argomento delle glaciazioni, indispensabilmente propedeutico al prossimo capitolo sulla Geomorfologia; al proposito il brano più completo e moderno che conosco si deve a P.Casati e F.Pace nel volume già ricordato: "Attualmente i ghiacciai ricoprono circa il 10% delle terre emerse, ma in passato, durante i periodi glaciali del Pleistocene – l'ultimo dei quali ebbe il suo massimo attorno a 20 mila anni fa – erano estesi su circa il 30% delle stesse.

In particolare gran parte del Nord America era occupato dalla calotta della *Laurentide* avente una superficie di circa 13 milioni di km^2 e l'Europa Settentrionale da una calotta di superficie pari a circa 4 milioni di km^2. Anche le maggiori vallate alpine erano completamente riempite da ghiacciai e le lingue, all'uscita dalle valli – analogamente a quanto avviene ora per i ghiacciai pedemontani – potevano entrare in coalescenza e terminare con lobi…

L'ipotesi che vaste regioni dell'Europa furono anticamente coperte da ghiacciai, poi ritiratisi o scomparsi, cominciò ad affermarsi attorno alla metà del XIX secolo, proprio osservando l'ubicazione (lontana dalle attuali fronti dei ghiacciai) dei depositi glaciali e delle rocce che avevano

subìto erosione glaciale. Fu propugnata, in Svizzera, da J.De Charpentier e, successivamente, soprattutto da L.G.R.Agassiz (1840 "*Etudes sur les glaciers*", Neuchâtel).

Ben presto però, ci si rese conto che più di una volta le stesse regioni erano state interessate da avanzate e ritirate dei ghiacciai. La successione di periodi glaciali e interglaciali fu riconosciuta, in Scozia, da A.Geikie (1863) e, nelle Alpi, da A.Penck ed E.Brückner (1909 "*Die Alpen in Eiszeitalter*", Tauchnitz, Leipzig), i quali distinsero quattro grandi glaciazioni – denominate, dalla più antica, Günz, Mindel, Riss e Würm – separate da periodi caldi.

Durante il Cenozoico più recente le alternanze di periodi caldi e freddi sono risultate ben più numerose di quanto si pensasse: a questa conclusione si è giunti studiando le variazioni in $\delta^{18}O$ entro carote di sedimenti dei fondi oceanici, datati soprattutto in base alla stratigrafia paleomagnetica.

Un primo raffreddamento si verificò circa 2,4 milioni di anni fa, seguìto poi da numerosi altri, intervallati da periodi caldi. Si pensa che negli ultimi 1,6 milioni di anni vi siano stati molti cicli glaciali e che, a partire da 600 mila anni, se ne ebbero 6 maggiori, all'interno dei quali si collocherebbero i quattro principali distinti nelle Alpi e nel Nord America e i tre nell'Europa nord-occidentale… La ricostruzione dell'ultima deglaciazione, posteriore a 20 mila anni fa, fu effettuata in Svezia da De Geer (1940) studiando i sedimenti lacustri a laminazione ciclica annuale (varve) deposti in laghi proglaciali. Venne riconosciuto un periodo di rapida deglaciazione tra 13.500 e 11.000 anni fa e, dopo una stasi, un ritiro rapido dei ghiacciai a partire da 10 mila anni fa.

L'alternanza di glaciali-interglaciali del tardo Cenozoico viene spiegata fondamentalmente con le variazioni dell'insolazione solare ricevuta nelle diverse stagioni alle differenti latitudini, in relazione alle variazioni periodiche dei parametri orbitali della Terra messe in evidenza [per gli ultimi 600 mila anni] dall'astronomo iugoslavo M.Milankovitch (1938 "*Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate*", Handb. Geoph, 9).

I parametri astronomici presi in considerazione da Milankovitch sono l'eccentricità dell'orbita, l'inclinazione dell'asse terrestre e il movimento di precessione dell'asse del pianeta… Le variazioni nella distribuzione dell'insolazione dovute alle cause astronomiche proposte da Milankovitch spiegano le fluttuazioni climatiche di periodo minore, ma non quelle di periodo maggiore che hanno caratterizzato la storia del pianeta a partire dal pre-Permiano, per le quali vengono invece invocate cause terrestri. Tra queste soprattutto le differenti posizioni e i movimenti delle placche con profonde influenze sulla configurazione delle correnti oceaniche.

Vi è un certo accordo nel ritenere che la Terra fosse priva di ghiacci nel Cretaceo, mentre vi sono opinioni differenti sul momento della comparsa delle calotte glaciali.

Secondo alcune interpretazioni delle analisi degli isotopi stabili dell'ossigeno, calotte glaciali erano presenti durante parte dell'Oligocene e, successivamente, si formarono a partire dal Miocene Medio.

In particolare, in carotaggi di sedimenti oceanici, i primi depositi glacio-marini compaiono nell'Eocene Superiore al largo dell'Antartide orientale e nel Miocene Medio al largo dell'Antartide occidentale, fornendo indicazioni sull'età di formazione dei ghiacciai, che risulta sensibilmente diversa nelle due parti del continente.

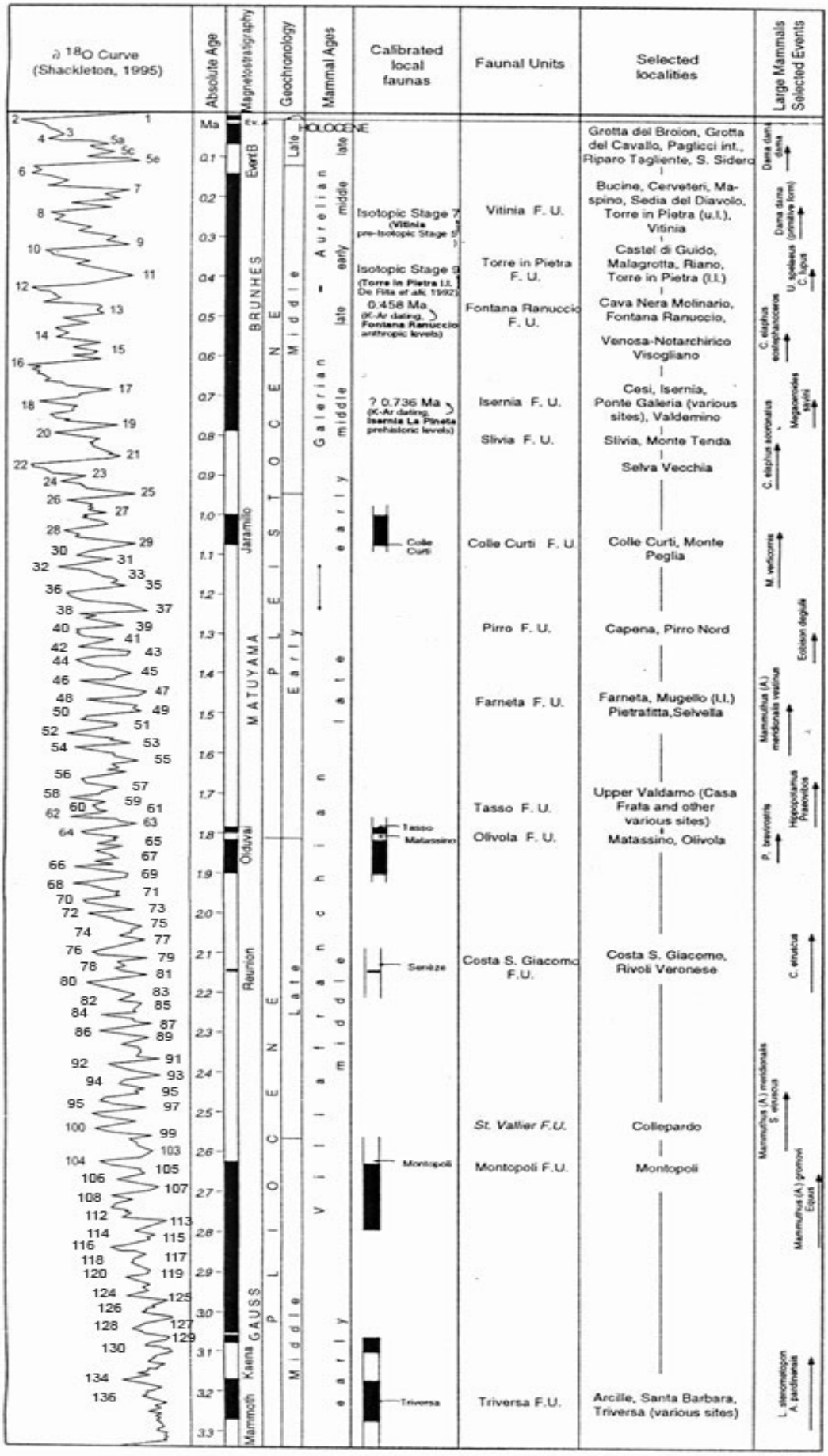
Attorno a 6 milioni di anni fa, nel Miocene Superiore, vi fu un raffreddamento che, facendo aumentare il volume del ghiaccio antartico (o dando origine alle vere e proprie calotte antartiche) produsse un abbassamento del livello del mare contribuendo all'isolamento del Mediterraneo che – secondo una interpretazione largamente accettata – si prosciugò.

Alcuni ritengono che nell'emisfero nord le calotte si siano formate più tardi, tra 3 e 2 milioni di anni fa.

Gli studi paleobiogeografici del plancton oceanico sembrano indicare che i mutamenti climatici sopra descritti siano in relazione a cambiamenti nel regime delle correnti superficiali, in particolare all'interruzione (connessa con la deriva dei continenti) della circolazione subtropicale esistente nel Cretaceo".

Assai recentemente c'è stata una netta rivalutazione della precisione dei metodi per lo studio delle oscillazioni climatiche, in modo particolare nell'ambito del Neogene e del Quaternario. Questa rivalutazione è stata ottenuta con un affinamento delle tecniche di determinazione delle paleotemperature delle acque ai momenti generatori dei minerali dei gusci di organismi planctonici dei più diffusi ordini fossili marini (Foraminiferi, Ostracodi, nannoplancton, Molluschi, ecc.) con il metodo del $\delta^{18}O$ applicato alle Curve di Shackleton calibrate con la Scala Cronometrica in Ma, con la Scala delle inversioni del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), con la Scala Cronostratigrafica Globale (SCG) e le diverse Scale biostratigrafiche dei fossili marini (specialmente planctonici) e continentali (pollini, macro e microvertebrati, Molluschi dulcicoli, ecc.).

La Curva di Shackleton del 1995 ("*New data on the Evolution of Pliocene Climatic variability*", in Paleoclimate and Evolution with emphasis on Human origins) (fig. sotto) indica con numeri pari e con numeri dispari rispettivamente i «picchi» delle oscillazioni fredde e delle calde in relazione agli stadî isotopici del $\delta^{18}O$ di cui sopra. Nell'ambito del Quaternario, considerato iniziare alla piccola inversione magnetica positiva di Olduvai 2 di 1,8 Ma, nelle Curve di Shackleton sono piuttosto evidenti il picco caldo 63 e il freddo 62, vicini all'inizio del Piano Calabriano della stratigrafia marina, ai quali segue un incremento delle variazioni tra picchi caldi, tra il 49 e il 25, e i picchi freddi intercalati. Al picco caldo 25, corrispondente a 950 mila anni fa (oppure alla fine della fase magnetica positiva di Jaramillo a 1,0 Ma) viene posto il limite tra Pleistocene Inferiore e Pleistocene Medio. Durante quest'ultimo, con il Piano Ioniano della stratigrafia marina di istituzione recente, i picchi caldi e i freddi raggiungono valori progressivamente minori dei precedenti tra i picchi freddi 22 e 12 (cioè tra 850 e 450 mila anni fa, periodo che può essere fatto corrispondere alla fase glaciale Donau, aggiunta posteriormente alle quattro di Milankovitch); con l'alto picco caldo 11, corrispondente a 400 mila anni fa, si può fare iniziare la seconda parte del Pleistocene Medio con i picchi caldi 9 (di 250 mila anni fa) e 7 (di 175 mila anni fa) e i progressivamente più freddi 10, 8 e 6 (rispettivamente Günz, Mindel e Riss di Milankovitch ?). Il picco nettamente caldo 5 (di 125 mila anni fa) è universalmente fatto corrispondere all'inizio del Pleistocene Superiore e del Piano Tirreniano della stratigrafia marina. In quest'ultimo Piano la Curva di Shackleton del 1995 segnala cinque interstadiali: rispettivamente il 5*e* (con il picco caldo maggiore di 125 mila anni fa, o Tirreniano I), il 5*d* (interstadiale «fresco», o Intratirreniano I-II), il 5*c* (con picco caldo a 110 mila anni fa, o Tirreniano II), il 5*b* (interstadiale «fresco», o Intratirreniano II-III), il 5*a* (con picco caldo a 90 mila anni fa, o Tirreniano III). Segue la glaciazione di Würm, cioè: lo stadio 4 (con picco freddo a 75 mila anni fa, o Würm I), lo stadio 3 (con picco a circa 50 mila anni fa, o stadiale «fresco» Würm I – Würm II), un piccolo picco freddo intorno 40 mila anni fa (o stadiale Würm II) seguìto da un piccolo stadiale <<fresco>> intorno 30 mila anni fa (o stadiale Würm II – Würm III), lo stadio 2 (con picco a 18 mila anni fa, o Würm III da considerarsi probabilmente la massima punta glaciale di tutte quelle considerate). Oltre lo stadio 2 il clima della Terra è andato progressivamente riscaldandosi malgrado alcune inversioni minori delle quali le principali sono avvenute intorno a 6,5 mila anni fa e a 3,5 mila anni fa, fino a giungere alla situazione climatica attuale, o stadio 1 della Curva di Shackleton 1995, riferita BP (=*by present*) o riferita a.C.(=avanti Cristo), che ormai va aumentata di 2.000 anni se desideriamo riferirle all'Attuale.



δ 18O Curve (Shackleton, 1995)
Absolute Age
Magnetostratigraphy
Geochronology
Mammal Ages
Calibrated local faunas
Faunal Units
Selected localities
Large Mammals Selected Events
HOLOCENE
Isotopic Stage 7
Isotopic Stage 9
0.458 Ma
? 0.736 Ma
Vitinia F. U.
Torre in Pietra F. U.
Fontana Ranuccio F. U.
Isernia F. U.
Slivia F. U.
Colle Curti F. U.
Pirro F. U.
Farneta F. U.
Tasso F. U.
Olivola F. U.
Costa S. Giacomo F.U.
St. Vallier F.U.
Montopoli F.U.
Triversa F.U.
Grotta del Broion, Grotta del Cavallo, Paglicci int., Riparo Tagliente, S. Sidero
Bucine, Cerveteri, Maspino, Sedia del Diavolo, Torre in Pietra (u.l.), Vitinia
Castel di Guido, Malagrotta, Riano, Torre in Pietra (l.l.)
Cava Nera Molinario, Fontana Ranuccio,
Venosa-Notarchirico Visogliano
Cesi, Isernia, Ponte Galeria (various sites), Valdemino
Slivia, Monte Tenda
Selva Vecchia
Colle Curti, Monte Peglia
Capena, Pirro Nord
Farneta, Mugello (l.l.) Pietrafitta, Selvella
Upper Valdarno (Casa Frata and other various sites)
Matassino, Olivola
Costa S. Giacomo, Rivoli Veronese
Collepardo
Montopoli
Arcille, Santa Barbara, Triversa (various sites)
Dama dama
Dama dama (primitive form)
U. spelaeus C. lupus
C. elaphus ecotephanoceros
Megaceroides savini
C. elaphus acoronatus
M. verticornis
Eobison degiuli
Mammuthus (A.) meridionalis vestinus
Hippopotamus Praeovibos
P. brevirostris
C. etruscus
Mammuthus (A.) meridionalis S. etruscus
Mammuthus (A.) gromovi Equus
L. stenomatopon A. pardinensis

Tabella cumulativa da Gliozzi et al. in "Biocronology of selected Mammals, Mollusc and Ostracods from the middle Pliocene to the late Pleistocene in Italy. The state of the art".

LA GEOMORFOLOGIA

La Geomorfologia, è rivolta allo studio della «buccia» delle strutture per cui un buon geomorfologo è indispensabile che conosca profondamente la geologia; d'altra parte gli elementi che modellano la «buccia», ovviamente agiscono a seconda della sua consistenza ed esposizione ma anche in base alla sua posizione geografica e quindi alle manifestazioni del clima con i suoi fattori e le alterazioni delle rocce dovute ai processi pedologici e ormai ai sempre più invadenti interventi umani.

Lo sviluppo paleogeografico fa parte della geomorfologia di una regione in quanto ne indica l'evoluzione geologica sia nelle forme costruttive delle strutture dei cunei di sedimentazione, delle intrusioni magmatiche e delle strutture tettoniche sia delle forme distruttive con i vari tipi di erosione. La Provincia di Livorno si estende al centro della Toscana costiera, che definii nel 1984 come la porzione più occidentale della regione, compresa tra le isole dell'arcipelago e la fascia continentale di non più di 30 km che è stata interessata dalla trasgressione marina, di origine tettonica, del Pleistocene Inferiore; fascia prolungabile trasversalmente di circa 12 km dal 1995, cioè da quando G.Zanchetta, nelle "*Nuove osservazioni sui depositi esposti sul fianco sud orientale delle Colline delle Cerbaie (Valdarno inferiore, Toscana)*" (in Il Quaternario, VIII), ha ipotizzato come molto probabile la presenza di strati di mare sottile o salmastri del Pleistocene Inferiore nella parte superiore della lacustre Formazione di Mastromarco, affiorante alla base delle Cerbaie. In questa fascia si sono sviluppate, tuttavia per tratti minori, anche le trasgressioni marine e i cicli sedimentari collegati al glacioeustatismo del Pleistocene Medio, del Superiore e dell'Olocene.

Questa suddivisione della Toscana, collegata a un riconoscimento stratigrafico e quindi naturalistico, trova una giustificazione anche da un punto di vista ambientale generale e, di conseguenza, per quanto riguarda l'impianto e lo sviluppo dei consorsi umani. Infatti la fascia costiera toscana (mi sia consentito il debordamento dai limiti ristretti della Provincia di Livorno) è caratterizzata dall'alternarsi di tratti pianeggianti a tratti rilevati, collinari e montani in prevalenza allungati in direzione appenninica (NW-SE), mentre i fiumi la solcano provenendo da Est e da NE e traversando i loro tratti terminali in corrispondenza delle aree collinari e pianeggianti, nelle quali si trovano i sedimenti quaternari. E' ovviamente in queste ultime aree che si sono svolte le maggiori attività umane mentre le aree montane, talora molto aspre come le Apuane, hanno contribuito a suddividere l'antropizzazione del litorale toscano in diversi segmenti con evoluzione dei caratteri differenziabili tanto più quando si considerino i gruppi umani più antichi per i quali maggiori erano le difficoltà di comunicare sia con quelli dell'interno che con gli altri litoranei.

I tratti nei quali si può suddividere il litorale toscano sono:

- La Pianura della Versilia e di Pisa, con le comunicazioni verso l'interno corrispondenti alla Val di Magra (con la Liguria e la Lunigiana), alla Val di Serchio (con la Lucchesia), al Valdarno (con la Toscana interna).
- Il Terrazzo di Livorno.
- I Monti Livornesi.
- Il Terrazzo di Castiglioncello- Rosignano.
- La Pianura di Vada-Donoratico (con la comunicazione verso l'interno corrispondente alla Val di Cecina e al Volterrano).
- Le Colline Metallifere, che si affacciano al mare a S. Vincenzo, con scarsa comunicazione con l'interno.
- La Pianura di S. Vincenzo-Follonica (con scarsa comunicazione con l'interno attraverso la Val di Cornia).
- I Monti di Gavorrano, tra Portiglione e Castiglione della Pescaia.

- La Pianura di Grosseto (con la comunicazione verso l'interno dei fiumi Bruna e, maggiormente, Ombrone per il Senese.
- I Monti dell'Uccellina.
- La Pianura di Orbetello (con la comunicazione verso l'interno della Val d'Albegna).
- Il promontorio di Piombino e il promontorio dell'Argentario costituiscono casi particolari quali rilievi isolati, saldati con il continente da lingue pianeggianti, il primo nel Pleistocene Superiore e il secondo nell'Olocene.
- L'Isola d'Elba, con la sua metà occidentale granitica e la metà orientale sedimentaria e metamorfica.
- L'Isola di Gorgona, tutta di rocce metamorfiche di successioni alpine, similmente al Capo Corso.
- L'Isola di Capraia, risultato di due strutture vulcaniche.
- L'Isola di Montecristo, interamente granitica.
- L'Isola del Giglio, interamente granitica, salvo l'occidentale Promontorio del Franco con una successione metamorfica di probabile provenienza alpina.
- L'Isola di Pianosa, unica dell'Arcipelago a mostrare un substrato di sedimenti del Miocene Inferiore e del Medio e un <<cappello>> di sedimenti del Pliocene Medio (Unità UBSU Pliocene II).

Isobate del tetto del substrato pre-miocenico in relazione ai principali affioramenti di rocce più antiche del Miocene Superiore (in grigio scuro), di sedimenti neogenici e pleistocenici (in grigio chiaro) e di sedimenti alluvionali e costieri (in bianco). Da Dominici et al. (1995) (cit.); per i sondaggi profondi P = Poggio, Z = Zannone, P = Pontedera, C = Cappuccini.

Una situazione geografica così complessa richiede, nello studio delle vicende del territorio, una prefazione geomorfologica con particolare attenzione allo sviluppo paleogeografico che espongo, con alcuni aggiornamenti, a quanto comparso nel mio articolo del 1997 "*La Toscana costiera*" nel volume "Dal Bronzo al Ferro, Il II millennio a.C. nella Toscana centro-occidentale".

Nella Toscana costiera affiorano rocce molto antiche: scisti cristallini di età paleozoica dell'Elba di SE e delle Alpi Apuane, corrugati fin dall'orogenesi ercinica (sviluppatasi tra 450 e 350 Ma); quarziti e calcari dolomitici di età mesozoica delle Alpi Apuane, dell'Elba orientale, del Giglio occidentale, dell'Uccellina, dell'Argentario e di Ansedonia; arenarie in facies di *Flysch* di età cenozoica dei Monti Livornesi, di Piombino, di Scarlino e di Castiglione della Pescaia. Queste rocce sono considerate appartenere in prevalenza (salvo quelle del Giglio occidentale) al Dominio Toscano in quanto affiorano nei nuclei centrali del tratto toscano della Catena Appenninica sia lungo il crinale montuoso attuale (le unità cenozoiche), sia nei rilievi isolati di rocce mesozoiche, disseminati tra quest'ultimo e il Mare Tirreno, detti dai geografi del XIX secolo "Antiappennino Toscano" e, più recentemente, "Dorsale Medio-Toscana".

Intorno al nucleo apuano, nella parte centrale e nord-orientale dell'Elba, nei Monti Livornesi e nei Monti della Gherardesca affiorano magmatiti basiche ofiolitiche, calcari e argilloscisti di età mesozoica e paleocenica considerati appartenere al Dominio Ligure e al Dominio Subligure in quanto presenti in prevalenza in Liguria e nelle regioni contermini. Questi sono «alloctoni», cioè disposti in una successione di ricoprimenti tettonici regionali realizzati in più fasi a iniziare dal Cretaceo Superiore e sovrapposti al Dominio Toscano per carreggiamento tettonico nella fase tettogenetica appenninica principale dell'Oligocene-Miocene Inferiore, secondo quanto detto più in generale nel capitolo sulla Geologia.

All'Isola di Pianosa, nel Grossetano, nel Volterrano, nel Senese e fin verso Civitavecchia, nel Lazio Settentrionale, e, ancora, nella Corsica Settentrionale, presso Aléria, affiorano sedimenti marini del Miocene Inferiore e Medio (Unità UBSU di Ponsano) in trasgressione su formazioni del Dominio Ligure. L'insieme di questi sedimenti oggi viene considerato come la prima manifestazione dell'apertura distensiva della depressione strutturale del Mare Tirreno con l'inizio della deposizione della <<Successione sedimentaria neogenico-quaternaria del versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale>>, secondo quanto indicato in precedenza.

Nella parte occidentale dell'Elba, a Montecristo, a Gavorrano, a Campiglia M.ma e all'Isola del Giglio affiorano magmatiti prodotte da un processo di *mixing* tra fusi provenienti dal mantello e dalla crosta continentale, all'Isola di Capraia, a Orciatco, a Montecatini Val di Cecina, a S. Vincenzo, a Sassofortino e nell'Amiata affiorano vulcaniti e magmatiti affini, collegate, come le precedenti, con le fasi tettoniche tardive neogeniche di distensione crostale (secondo le modalità illustrate nel capitolo precedente riguardante la minerogenesi), con la conseguente formazione di settori sprofondati, invasi da acque lacustri e marine, e di settori sollevati, rimasti a costituire isole.

Gli affioramenti di rocce di cui sopra, tranne i sedimenti neogenici, presentano costituzione lapidea e notevole resistenza all'erosione. Di conseguenza lungo la costa costituiscono falesie più o meno dirupate a seconda delle diverse litologie e delle differenti esposizioni alle azioni distruttive della dinamica marina; sempre, comunque, si trovano al piede di rilievi variamente sollevati fino a raggiungere il limite orografico della montagna nelle Alpi Apuane, nel Monte Capanne dell'Elba Occidentale, a Montecristo e all'Argentario o a sfiorarlo nei rilievi Livornesi, di Campiglia M.ma, di Gavorrano, dell'Uccellina e del Giglio.

La tettonica di distensione crostale neogenica, con graduale sviluppo inizialmente da Ovest ad Est e, in seguito, da SW a NE, ha investito l'area compresa tra la Corsica e il Crinale Appenninico attuale, inizialmente (nel Miocene Inferiore e Medio) con una fase occidentale marina e,

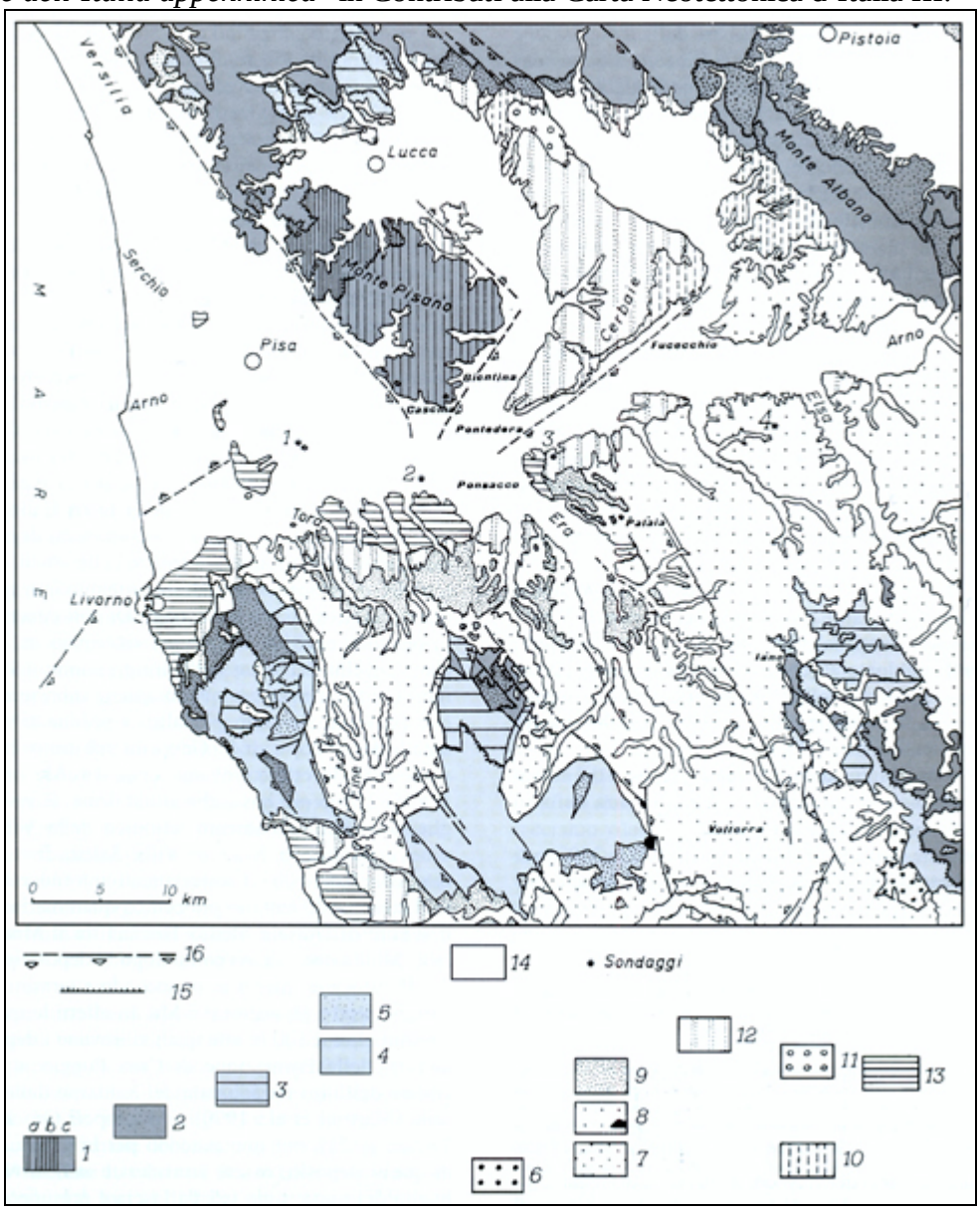
successivamente (nel Miocene Superiore), con l'apertura centro-orientale di grandi laghi, (Unità UBSU del «Lignitifero»), in seguito invasi dal Mare Tirreno (Unità UBSU dell'Acquabona-Spicchiaiola e Unità di Castelnuovo) che totalmente o parzialmente veniva ridotto e sostituito da acque di laghi salati (Unità UBSU di Lago-mare); nel Pliocene Inferiore il riaprirsi della comunicazione con l'Atlantico portava il Mare Tirreno non solo nella posizione che occupa oggi ma anche fino al piede occidentale del Monte Albano e del Chianti (Unità UBSU del Pliocene I). Ne è conseguita la sommersione delle maggiori depressioni che si formavano per distensione nel Valdarno inferiore e in Val di Fine (nelle Unità UBSU Pliocene I-II riunite in un ciclo unico), nella Val di Cecina, nel Volterrano, nel Senese e nel Grossetano (nelle Unità UBSU Pliocene I-II separate in due cicli da una discordanza tettonica con emersione).

Attualmente lo sviluppo di questa tettonica di distensione viene considerato avvenuto in tre diversi eventi deformativi: il primo, avvenuto durante il Burdigaliano (Piano superiore del Miocene Inferiore) – Langhiano (Piano inferiore del Miocene Medio), ha interessato l'area più occidentale e meridionale della Toscana, verosimilmente con un crinale paleoappenninico passante per il Monte Pisano, il Monte Albano e il Chianti; il secondo, avvenuto durante il Serravalliano (Piano superiore del Miocene Medio) – Messiniano superiore (Piano superiore del Miocene Superiore), ha marcato uno sviluppo verso Nord; il terzo, avvenuto durante il Pliocene – attuale, si è sviluppato fino allo spartiacque attuale della Catena Appenninica all'interno della quale si aprivano progressivamente nuovi laghi di sprofondamento tettonico (Lunigiana, Garfagnana, Bacino di Firenze, Valdarno superiore, Mugello e Casentino).

E' in conseguenza di queste fasi tettoniche che si è venuta formando la grande quantità di sedimenti in prevalenza sabbiosi e argillosi che caratterizzano il paesaggio collinare toscano. L'emersione di quest'ultimo ha avuto vicende piuttosto complesse e non ancora del tutto definite nei dettagli. Ciò perché è il risultato di azioni diverse quali lo sviluppo geodinamico generale della Catena Appenninica, il magmatismo plutonico e vulcanico con l'elevato flusso termico dell'area interna in distensione di quest'ultima, le oscillazioni del livello del mare per cause climatiche generali (evoluzioni del glacialismo) e geodinamiche più relative al Bacino Mediterraneo ("crisi di salinità" del Mediterraneo). Così se possiamo pensare che le emersioni del Messiniano Superiore siano state determinate, almeno in parte, dagli essiccamenti conseguenti le crisi evaporitiche e che alcune emersioni del Pliocene Medio e del Quaternario siano collegate con le oscillazioni dell'eustatismo glaciale, altra soluzione non è sostenibile al di fuori del sollevamento tettonico, per l'emersione e la dislocazione fino oltre 700 m di quota dei sedimenti marini del Pliocene Medio, con un tasso valutato in media in 22 cm per millennio, e fino ai 300 m dei sedimenti marini del Pleistocene Inferiore, anche per questi con un tasso medio valutabile in 22 cm per millennio. Tanto più che i maggiori sollevamenti si sono verificati nelle aree e nelle fasi durante le quali maggiore è stata l'attività del processo magmatico di *mixing* e della delaminazione distensiva (A.Bossio, A.Costantini, L.M.Foresi, A.Lazzarotto, D.Liotta, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini, F.Sandrelli "*Studi preliminari sul sollevamento della Toscana Meridionale dopo il Pliocene Medio*". Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1995.

Una bella indicazione della fase di sollevamento epirogenetico, che ha interessato la fascia costiera toscana portandola in una situazione geografica poco diversa dalla attuale, è offerta dalla disposizione dei terrazzi glacioeustatici del Pleistocene Medio in quanto contenenti industrie umane *Clactoniane* e *Acheuleane* del Paleolitico Inferiore e alterazioni pedologiche in *alfisuoli palexeralfs*, con spianate di abrasione marina documentate da fori di litofagi nei sedimenti calcarei sottostanti, frequentemente intorno a quota 130 m, incompatibili con uno scioglimento – anche totale – di tutti i ghiacciai della Terra (secondo quanto sostenuto nel 1966 da R.W.Fairbridge nel volume "*Mean sea level changes long-termenstatic and other*" in The Enciclopedia of Oceanographic). Di questi terrazzi sono rimasti residui piuttosto limitati delle spianate di abrasione marina e dei sedimenti (costituiti in prevalenza da Sabbie rosse di Val di Gori, fondamentalmente eoliche), sufficienti tuttavia a tracciare l'antica linea di riva nei versanti occidentali dei Monti Livornesi, dei Monti della Gherardesca, dell'interno di Follonica e nel settore meridionale dell'Elba tra Porto Azzurro e

Capoliveri. Nelle Cerbaie, tra Empoli e la Val Tora, nell'interno di Follonica e nella bassa Valle dell'Albegna sono stati rintracciati terrazzi fluviali, grosso modo coevi. Anche questi ultimi, in modo particolare la Formazione di Casa Poggio ai Lecci del Valdarno inferiore, sono caratterizzati dalle presenze di industrie del Paleolitico Inferiore, di *Alfisuoli palexeralfs* e sono datati, in alcune località, a 590+/-80 mila anni attraverso esami radiometrici su tufiti, eseguiti nel 1980 da C.Arias, G.Bigazzi, F.P.Bonadonna nel loro "*Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia appenninica*" in Contributi alla Carta Neotettonica d'Italia III.



Carta geologica schematica per indicare le principali linee tettoniche della distensione nel Valdarno Inferiore. Da Dominici et al. (1995) (cit.). 1 – Formazioni del Dominio Toscano: a – b - Unità metamorfiche, c - Unità non metamorfiche; 2 - Unità del Dominio Subligure sono state riunite nell'Unità di S. Fiora del Dominio Ligure per l'esiguità degli affioramenti; altre formazioni del Dominio Ligure: 3 – Flysch di Monteverdi M.mo, 4 - Unità Ofiolitifera Inferiore, 5 – Unità Ofiolitifera Superiore; Unità della «Successione sedimentaria neogenico-quaternaria dell'Appennino Settentrionale»: 6 – Unità di Ponsano, 7 – Unità del Miocene Superiore, 8 – Unità Pliocene I (in nero le magmatiti di Orciatico e di Montecatini Val di Cecina), 9 – Unità di Chiani-Tevere-Montescudaio (Pleistocene Inferiore marino), 10 – Unità Pliocene III (Pliocene Superiore e Pleistocene Inferiore continentali); Formazioni continentali del Pleistocene Medio del Terrazzo I: 11 – Conglomerati di Montecarlo, 12 – Formazione di Casa Poggio ai Lecci a Nord di Livorno e Sabbie di Val di Gori a Sud; Formazioni marino-costiere e continentali del Pleistocene Superiore

*del Terrazzo II: 13 - «Panchine» marine e sabbie eoliche; 14 – Depositi alluvionali e litoranei continentali dell'Olocene; 15 – Sovrascorrimenti; 16 – Faglie di distensione; * Perforazioni profonde: 1 – Poggio, 2 – Zannone, 3 – Pontedera, 4 – Cappuccini.*

La giacitura del Terrazzo della Formazione di Casa Poggio ai Lecci, in specie della frazione attualmente riferita alla sua porzione inferiore, o di Casa Erta contenente le tufiti datate a 590 mila anni fa, permette in parte del Valdarno inferiore di ipotizzare la presenza, nel sottosuolo, di due faglie al di sotto dei depositi alluvionali (fig. sopra). La prima, prospettata da A.Sestini fin dal 1929 ("*Appunti morfologici sulla regione «Le Cerbaie» in Toscana*". Boll. Regia Soc. Geogr. Ital.), confermata da L.Trevisan, G.P.Brandi, L.Dallan, R.Nardi, G.Raggi, A.Rau, P.Squarci, L.Taffi nel 1971 ("*Note illustrative Carta Geol. d'It. 1:100.000 F° Lucca"*) e quindi più recentemente da quanti si sono occupati della tettonica delle Cerbaie, risulta dal fatto che questo terrazzo dai circa 100 m di Fauglia (nelle Colline Pisane) 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 (orlo meridionale delle Cerbaie); la seconda risulta dalla ridiscesa del medesimo terrazzo di nuovo dalla quota 100 alla 30 tra questo orlo meridionale delle Cerbaie e il limte orientale della pianura un tempo occupata dal Lago di Bientina, ora prosciugato, che si prolungava fino al piede del Monte Pisano. La faglia bordiera di questo ultimo avrebbe, secondo questa ipotesi, una direzione N40, l'altra una direzione N65, il rigetto verticale si aggirerebbe in entrambe sui 60 m e l'attività risulterebbe posteriore alla formazione del terrazzo, avendone dislocato i sedimenti. Per la Toscana costiera attualmente è nota solo un'altra attività nel Pleistocene Medio-Superiore per una faglia nel sottosuolo della Pianura di Pisa poco a Sud del Lago di Massaciuccoli; sulla base delle indicazioni del recente sondaggio ENEA nel quale sono stati rinvenuti campioni di sedimenti marini tra 70 e 90 m di profondità datati rispettivamente a 129.200 +/- 15.000 e 132.800 anni fa e considerati corrispondenti alla prima fase trasgressiva del ciclo del Tirreniano (F.Antonioli, O.Girotti, S.Improta, M.F.Nisi, C.Puglisi, V.Verubbi – 2000 "*Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica nella Pianura Versiliese*". Atti Convegno <<Le Pianure – conoscenza e salvaguardia>>, Ferrara 8-11/11/1999). La necessità che la posizione di questo reperto sia dovuta a sprofondamento tettonico risulta dal fatto che nel non lontano Terrazzo di Livorno sedimenti analoghi si trovano a 15 m al di sopra del livello del mare, come del resto negli equivalenti terrazzi di tutta la Toscana costiera centro-meridionale.

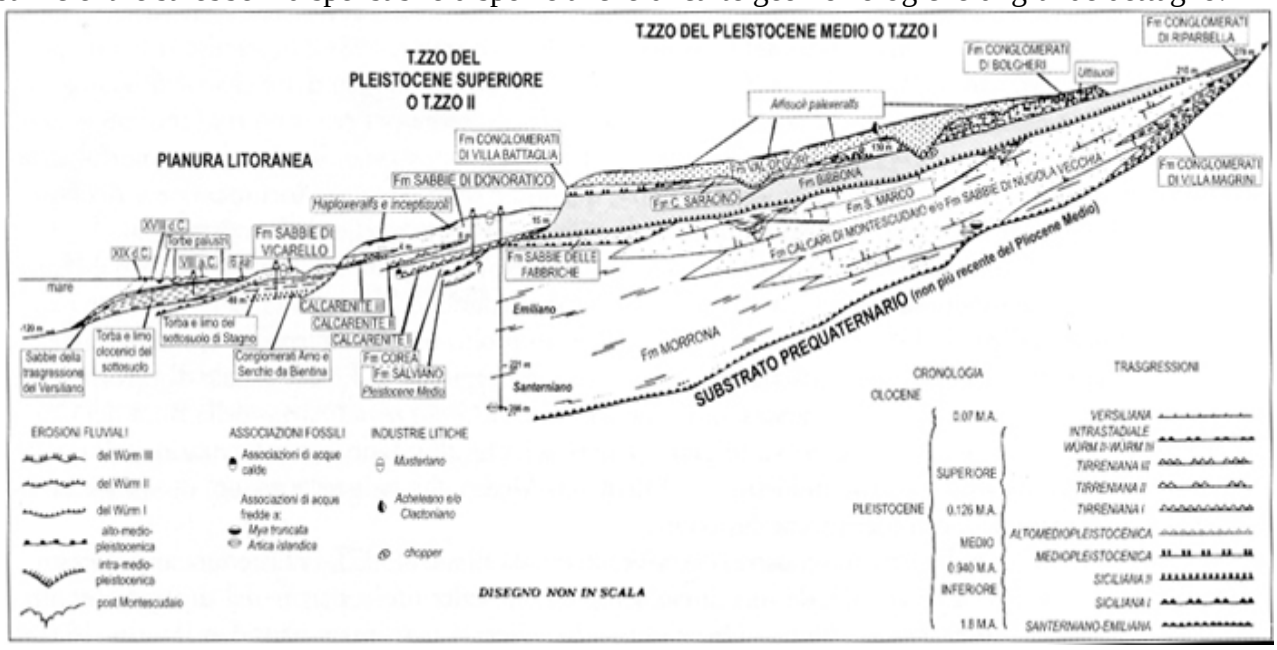
Fra le macrostrutture sono molto indicative quelle che cartografai insieme a G.Sanesi nel 1987 (in "*Geologia e morfologia della bassa Val di Cecina*", Suppl. 1 Quad. Mus. St. Nat, Livorno,VII) al Cerrone di Bolgheri, dove lo specchio della faglia di Casa Bezzini taglia sedimenti del Miocene Superiore e del Pliocene ed è sormontato dai Conglomerati di Bolgheri indisturbati, e nei due botri a Sud e Nord della Villa Poggio della Gherardesca, dove il prolungamento della stessa faglia taglia i gessi del Miocene Superiore e le Argille Azzurre del Pliocene mentre è sormontato dalle formazioni, del tutto indisturbate, di Bibbona (corrispondenti alla parte superiore del Pleistocene Inferiore o a quella inferiore del Medio, oppure ad entrambe), di Bolgheri e di Val di Gori (ambedue sicuramente attribuite al Pleistocene Medio). E, ancora, fra la Vaccareccia e il Ghiaccione di Guardistallo, la faglia principale del sistema di Casale M.mo taglia i sedimenti del Pleistocene Inferiore mentre è sormontata dalle formazioni di Bibbona, di Bolgheri e di Val di Gori indisturbate. Infine presso le Sughere del colle di Rosignano M.mo le Sabbie rosse di Val di Gori sormontano indisturbate lo specchio della faglia di Casa Solferino – Podere Pipistrello che taglia i Calcari di Montescudaio, sicuramente databili al Sottopiano Emiliano del Pleistocene Inferiore.

E' ovvio che secondo questi ultimi dati nella Toscana costiera apprezzabili attività lungo faglie macroscopiche sembrano esaurite nel Pleistocene Inferiore della bassa Val di Cecina, mentre devono essersi sviluppate ancora almeno durante il Pleistocene Medio e forse nel Superiore in Valdarno inferiore.

Comunque il Terrazzo del Pleistocene Medio si trova a quote assai diverse a seconda delle località e se solo nel Valdarno inferiore vi sono giustificati motivi di ritenerlo dislocato da faglie, queste

differenze di quote comportano la necessità di sollevamenti o di abbassamenti o di entrambi. La misura precisa di tali dislocazioni è invalidata dalla mancanza di conoscenze sulle quote raggiunte dal livello del mare durante il Pleistocene Medio. D'altra parte poiché le formazioni di quest'ultimo presentano facies sia marine sia di transizione, sia decisamente continentali, è ovvio che le rispettive quote possono avere un significato, nel migliore dei casi, solo nei riguardi delle prime. Ma, salvo le situazioni nelle quali l'orlo a monte del terrazzo corrisponda ad una paleofalesia, la determinazione della quota massima alla quale corrispondono documenti di sommersione marina può presentare molte incertezze, anche dell'ordine di qualche decina di metri.

Per chiarire questo concetto si può consultare la fig. sotto nella quale la paleofalesia fra Terrazzo del Pleistocene Superiore e Terrazzo del Pleistocene Medio si presenta molto ben definita per cui la quota di 15 m del Tirreniano I non lascia adito a dubbi; al contrario il Terrazzo del Pleistocene Medio non è rappresentato terminare verso monte con una paleofalesia ma con un limite d'erosione della deltizia Formazione di Bolgheri nella quale sono conosciuti ciottoli forati dai litofagi non al di sopra di quota 130. Le incertezze sulla quota alla quale si trovano sedimenti deposti in mare in questo secondo caso sono ovviamente molto maggiori rispetto al primo. Ma i due casi sono comuni agli orli a monte sia del Terrazzo del Pleistocene Medio sia di quello del Superiore e sono queste due situazioni nelle quali le informazioni normalmente usate nelle carte geologiche non sono più sufficienti e sarebbe indispensabile disporre anche di carte geomorfologiche di grande dettaglio.



Schema morfostratigrafico del Quaternario della Toscana Costiera (altezze esagerate fortemente rispetto alle lunghezze date non in scala) da Boschian et al. (2006) (cit.).

Nell'entroterra di Livorno il Terrazzo del Pleistocene Medio presenta piattaforma di abrasione basale a ridosso di paleofalesia per molti tratti: sotto Monte Burrone a quota 125, a Villa Franceschi a quota 90, a Monte Rotondo a quota 70, al Lazzaretto a quota 92, 700 m a NW di Villa Limone a 125 m. In destra del Torrente Calafuria ciottoli forati dai litofagi della parte sommersa di un paleodelta sono stati rinvenuti fino a quota 130. Nella direzione trasversale a quella presumibile della paleocosta la base di questo terrazzo presenta l'inclinazione massima di 4° 40' lungo il fianco sinistro della Valle dell'Ardenza e la minima di 1° 10' in corrispondenza del Rio della Valletta.

Presso Castiglioncello il medesimo terrazzo mostra piattaforma d'abrasione a ridosso di paleofalesia presso Casa le Spianate a quota 145, presso Casa Campofreno a quota 124, presso le Sughere a quota 100. Nella direzione trasversale alla paleocosta l'inclinazione di questo terrazzo è di circa 2°.

Tra il Cecina e la Fossa di Bolgheri la paleocosta del Pleistocene Medio doveva essere raggiunta da un complesso sistema di delta fluviali, verosimilmente in progradazione da Est sia per accumulo

sedimentario sia per sollevamento tettonico dell'area del retroterra: si tratta della Formazione dei Conglomerati di Bolgheri nella quale i settori più verso monte sono maggiormente alti (fino ai 202 m delle Cerretelle di Guardistallo), non vi sono stati rinvenuti fori di litofagi e presentano profonde alterazioni pedologiche in *ultisuoli*, mentre i settori più verso mare, al di sotto della quota 130, mostrano presenza – anche se non molto abbondante – di fori di litofagi e meno frequente alterazione in *ultisuoli*. L'inclinazione di questo terrazzo aumenta progressivamente verso monte; nella sezione inferiore è di 2°.

Al Podere Pescinoni di S. Vincenzo la spianata d'abrasione del Terrazzo del Pleistocene Medio è ben esposta per circa 500 m, in direzione circa parallela alla costa attuale, intagliata a quota 127 sulle vulcaniti di S. Vincenzo e ricoperta da uno spessore di non più di 2 m di calcareniti, sabbie e ciottoli.

Al piede occidentale del Monte Spinosa di Campiglia M.ma in località Castagnino il Terrazzo del Pleistocene Medio, ricoperto da un velo delle eoliche Sabbie rosse di Val di Gori, presenta una spianata d'abrasione ampia circa 1 km^2 e che si attesta a ridosso di una paleofalesia a quota 115.

All'Isola d'Elba superfici a lievi inclinazioni di circa 2°, parzialmente sepolte da un velo di sabbie rubefatte che ricordano quelle di Val di Gori si trovano da quota 33 a 70 nella zona di Casa Naregno, da quota 44 a 50 poco a Nord di Casa Luperini, e da quota 70 a circa 80 alle Vigne Vecchie, tutte località poste fra Capoliveri e la Baia di Porto Azzurro.

Il massimo limite a monte di morfologie marine finora conosciuto in Provincia di Livorno spetta così alla quota 145 di Casa le Spianate di Castiglioncello; l'inferiore orlo a mare dei terrazzi sopra considerati si aggira invece in più località intorno ai 30 m. Nell'ipotesi di una stabilità tettonica assoluta quanto sopra comporterebbe un'oscillazione del livello del mare di 115 m, sorprendentemente identica a quella nota tra la più conosciuta posizione nel Würm III e l'attuale. Tuttavia le due oscillazioni, seppure della stessa misura, sono certamente iniziate da quote ben diverse e questo tipo di confronto non è accettabile, proprio per le altezze raggiunte dalle spianate marine formatesi nel Pleistocene Medio. D'altra parte se prendiamo in considerazione le quote massime alle quali si trovano sedimenti progressivamente più antichi troviamo che quelli della Formazione di Bibbona giungono fino a quota 202 mentre quelli del Pleistocene Inferiore si trovano fino a quota 278. Ciò è a favore dell'ipotesi di un sollevamento tettonico posteriore all'Emiliano (sui minimi affioramenti di depositi del Siciliano – le Sabbie delle Fabbriche presenti al piede del Colle di Rosignano M.mo e conosciuti nei sottosuoli di Vada e di Livorno – non sembra possibile nessuna valutazione del genere). In definitiva poiché il notevole spessore dei sedimenti del Pleistocene Inferiore garantisce che si sono deposti in regime di subsidenza tettonica, lo «sbandamento» di quasi 600 m della loro giacitura attuale richiede un successivo sollevamento delle frazioni a monte e verosimilmente uno sprofondamento di quelle a valle.

Con disposizione «base contro base» al piede dei terrazzi glacioeustatici del Pleistocene Medio, oppure indipendentemente dalla presenza di questi, residui terrazzati di depositi attribuibili al post-Pleistocene Medio affiorano lungo quasi tutto l'orlo interno dell'attuale litorale toscano: sono i sedimenti di cicli glacioeustatici, ciascuno costituito da una fase marina di letto, conglomeratica e/o calcarenitica («Panchina») su spianata di abrasione, appunto marina, e da una fase continentale di tetto, Sabbie arancio di Donoratico in prevalenza eoliche, talora colluviali. Di questi cicli glacioeustatici in affioramento ne sono stati riconosciuti due al Bacino di carenaggio di Livorno, in diversi scavi in città, nelle incisioni del Rio Antignano e del Rio Ardenza, ancora due nella Piana di Rosignano Solvay, tre nella falesia al fondo della Baia Baratti; nelle perforazioni del sottosuolo ne sono stati riconosciuti due a Vada e tre nella Pianura tra Venturina e Piombino (secondo quanto indicato nella Tavola delle Sezioni geologiche della "*Carta geologica della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*" (1990) di A.Costantini, A.Lazzarotto, M.Maccantelli, R.Mazzanti, F. Sandrelli, E.Tavarnelli). Nessuna delle spianate di abrasione e delle fasi marine di questi cicli è conosciuta a quote superiori a 15 m; ovviamente le eoliche Sabbie arancio di Donoratico si rinvengono anche a quote molto maggiori. Tutto intorno all'Isola di Pianosa compaiono molti residui di una spianata d'erosione, con residui di ciottoli e di <<Panchina>> che da sotto l'attuale

livello del mare si solleva fino a quote comprese tra 2 e 3 m; alla Cala dei Turchi tra questi conglomerati sui 3 m P.Colantoni e A.M.Borsetti ("*Geologia e stratigrafia dell'Isola di Pianosa*" Giorn. Di Geol. XXXIX) hanno rinvenuto e descritto nel 1973 una fauna a *Strombus bubonius, Polinices lacteus, Conus testudinarius* e, sulla falesia immediatamente sovrastante, un bel solco di battigia a quota 9,4 m, modellato nelle marne calcaree del Pliocene Medio. Quest'ultima fauna è del tutto paragonabile a quella della Buca dei Corvi di Castiglioncello, a *Conus testudinarius, Cantharus viverratus, Polinices lacteus*, ubicata sopra una piccola spianata d'abrasione a quota intorno a 10 m, modellata nelle rocce verdi, e a quella, già ricordata, del livello più profondo di <<Panchina>> del Bacino di carenaggio di Livorno, deposto su una spianata di abrasione trasgressiva su Argille ad *Arctica islandica* a quota – 5 m.

L'identità di queste tre faune, sicuramente attribuibili al Tirreniano ma giacenti a quote non certo identiche (-5 a Livorno; +3 a Pianosa con sovrapposto solco d'erosione a +9,4; +10 a Castiglioncello), pone il problema della loro corretta interpretazione.

Tra le diverse possibilità, dato che, secondo quanto abbiamo veduto in precedenza, del Ciclo Tirreniano le Curve di Shackleton riportano le tre fasi trasgressive (rispettivamente dal basso *e, c, a*) alle quali si intercalano due regressive Intratirreniane (rispettivamente ancora dal basso *d, b*), potremmo superare la differenza di quote semplicemente affermandone l'appartenenza alle tre fasi trasgressive diverse. Ciò tuttavia comporta che in tutto l'insieme del Ciclo Tirreniano le faune sarebbero rimaste identiche, in contrapposizione al fatto dell'esistenza delle due fasi Intratirreniane, di regressione glacioeustatica (la *d* ben documentata al Bacino di carenaggio di Livorno) che comporta un notevole raffreddamento almeno delle acque dolci. Dunque questa interpretazione non sembra risolvere completamente il problema, anche se non è impossibile l'ipotesi di un ripresentarsi più volte nelle acque del Mediterraneo di faune <<senegalesi>> più o meno identiche ad ogni ripetersi del riscaldamento delle acque.

Una seconda ipotesi è quella tettonica, secondo la quale i tre affioramenti, dello stesso identico livello del Tirreniano, verosimilmente *e*, sarebbero sedimentati alla stessa quota e solo in seguito variamente dislocati. La valutazione di questa ipotesi è più complessa perché non può prescindere dalla natura diacronica delle trasgressioni e dalle grandi differenze di velocità tra quelle di origine tettonica e quelle glacioeustatiche. Semplicemente per dare un ordine di grandezza delle possibili differenze di queste velocità un esempio può essere indicato dal sollevamento massimo certamente tettonico dei sedimenti marini del Pliocene Medio e di quelli del Pleistocene Inferiore indicato, in precedenza, in 22 cm per millennio (corrispondenti a 0.02 cm all'anno) e il sollevamento del livello del mare di 110 m negli ultimi 18 mila anni (corrispondente a 0.61 cm all'anno). Ovviamente queste cifre hanno solo un significato di una media statistica su velocità considerate costanti, mentre è noto che in natura ciò non è avvenuto per l'ultimo evento, visto che da quando sono stati costruiti i mareometri (intorno a 100 anni fa) il livello del mare è risalito, sempre mediamente, tra 0,12 e 0,15 cm all'anno, a seconda delle località (P.A.Pirazzoli "*Global sea-level changes and their measurement*". Global and Planetary Changes, 8), d'altra parte per il primo esempio le possibilità di imprecisioni ovviamente vanno considerate anche maggiori.

Nel riconoscimento di quale substadio dello stadio 5 del Tirreniano si tratti di fronte ai sedimenti di un ciclo marino di una località non eccessivamente lontana né a quote troppo alte rispetto al mare attuale, va prima di tutto valutata la situazione geotettonica del sito nel quadro locale e regionale. In regioni vulcaniche o di sollevamenti tettonici recenti molto intensi (per es. il Napoletano vulcanico o lo Stretto di Messina) il criterio della valutazione delle quote perde di importanza nei riferimenti più lontani, conservando una validità solo in confronti molto locali. Esistono poi vaste regioni della Terra in squilibrio isostatico per motivi diversi dalla tettonica: un esempio classico di queste è la vasta area dell'Europa Settentrionale nella quale si era sviluppata l'ampia calotta glaciale artica würmiana e attualmente in sollevamento perché quest'ultima, sciogliendosi, velocemente regredisce. Un'altra situazione di livello del mare praticamente anomalo (rispetto al Geoide di rotazione che sarebbe la figura geometrica ideale cui dovrebbe attestarsi il livello del mare per il principio dei vasi comunicanti se non esistessero cause perturbatrici), esiste per es. nell'ampio

Golfo del Messico dove il livello marino è sempre maggiore per il continuo apporto di acque convogliatevi in superficie dai venti alisei e un poco più in profondità dalla grande corrente del Golfo.

Il problema non è semplice e, per ora, non è stato ancora trovato il classico <<uovo di Colombo>> che lo risolva con sicurezza; infatti anche le ottime determinazioni radiometriche hanno bisogno di materiali sui quali essere eseguite. Questi non sono frequenti nei cicli stratigrafici estremamente costieri del Tirreniano, ovviamente per la mancanza o scarsità di organismi planctonici i più adatti alle correlazioni "globali". A proposito posso riferire che nei quarant'anni nei quali ho percorso per il CNR a piedi, in barca, talora a nuoto, con caparbia costanza, tutta la costa continentale della Toscana e quelle dell'Arcipelago nella grandissima quantità di sedimenti presenti nei cicli probabilmente riferibili al Tirreniano, solo alla Buca dei Corvi, alla Cala dei Turchi e, sebbene in quantità assolutamente più limitate, sulla falesia di fondo della Baia Baratti, affiora un materiale sul quale operare le determinazioni radiometriche. Per il resto le ricerche non hanno fornito risultati del tutto soddisfacenti, anche perché non è detto che una conchiglia, tirata fuori a forza da una roccia, possa sempre dare garanzie che non abbia subìto alterazioni chimiche, ciò in modo particolare per l'uso delle datazioni con il metodo della Epimerizzazione degli aminoacidi, che d'altra parte è quello che è sembrato più adatto per le determinazioni su conchiglie di *Glycymeris glycymerys*, le più diffuse, quando non le uniche presenti, nelle calcareniti delle spiagge fossili del Quaternario medio-superiore-olocenico. Quest'ultimo metodo è stato applicato con risultati incoraggianti nel 1986 da P.J.Hearty e G.Dai Pra nel loro articolo "*Paleogeographic reconstruction of Quaternari Shoreline environments in Toscana and north Lazio, central Italy*" in ENEA RT/PAS/86/27. Le abbondanti faune fossili della Buca dei Corvi e della Cala dei Turchi sono risultate riferibili alla Aminozona E di circa 125 mila anni fa, cioè al Tirreniano 5*e* del $\delta^{18}O$, come del resto le Marne salmastre a *Cerastoderma* di Selvanera, presso il Lago di Burano al limite meridionale della Toscana, secondo lo studio del 1987 di P.J.Hearty e G.Dai Prà "*Ricostruzione paleogeografica degli ambienti litoranei quaternari della Toscana e del Lazio settentrionale con l'impiego dell'aminostratigrafia*" in Boll. Serv. Geol. d'Ital., CVI. Sui tre livelli di calcareniti – sabbie arancio della falesia di fondo della Baia Baratti, considerati speditivamente nel mio lavoro del 1984 (R.Mazzanti "*Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago di Toscana*" Boll. Soc. Geol. Ital., CII) come corrispondenti dal basso al Tirreniano I, Intratirreniano I-II, Tirreniano II, Intratirreniano II-III, Tirreniano III, sabbie arancio di tetto, P.J. Hearty e G.Dai Pra, nel loro lavoro del 1986, hanno eseguito alcune determinazioni di racemizzazione degli aminoacidi su conchiglie di specie diverse e hanno attribuito all'Aminozona B (corrispondente alla prima fase würmiana di 75 mila anni fa) un campione del tetto del secondo livello di sabbie rosso-arancio e all'Aminozona A (corrispondente allo stazionamento relativamente alto del mare di circa 30 mila anni fa) alle sabbie di tetto con carboni e frammenti fittili che sovrastano la successione stratigrafica della quale, quindi, apparterrebbe al Tirreniano I e all'Intratirreniano I-II la sola coppia di strati inferiori.

In definitiva posso concludere questa <<carrellata>> sui terrazzi glacioeustatici del Pleistocene Medio e Superiore della Toscana costiera con quanto ho scritto con P.R.Federici nel lavoro "*Note sulle pianure costiere della Toscana*" in Mem. Soc. Geogr. Ital., LIII, 1995: "La situazione stratigrafica della Toscana costiera… non offre buone possibilità di studio nei sedimenti ricadenti nell'ambito del Pleistocene Medio, per la rarità di fossili marini. Al contrario ha offerto, e presenta ancora, discrete possibilità di studio dei sedimenti ricadenti nell'ambito del Pleistocene Superiore. Infine presenta, se pure in sondaggi [e scavi archeologici molto recenti], la successione olocenica del Piano Versiliano.

Nei capitoli precedenti abbiamo più volte fatto riferimento a formazioni attribuite al Pleistocene Medio per i seguenti motivi:

- stratigrafici, in quanto le basi di quelle inferiori poggiano in discordanza su sedimenti di età varia fino a siciliana;

- pedologici, in quanto i loro sedimenti presentano alterazioni in *ultisuoli* e in *alfisuoli palexeralfs*, l'evoluzione dei quali ha richiesto climi caldo-umidi di tipo interglaciale, ciò che equivale ad ammettere un'età anteriore all'ultimo interglaciale per la loro fase di deposizione;
- paletnologici, per la presenza di industrie del Paleolitico Inferiore;
- morfologici, per la loro giacitura nel Terrazzo I [o, appunto, del Pleistocene Medio] nettamente più alto e separato dal Terrazzo II, con sedimenti del Pleistocene Superiore;
- cronologici, per la determinazione col metodo delle tracce di fissione a 590+/-80 mila anni fa dell'età delle tufiti del Valdarno inferiore.

La presenza di sedimenti riferibili al Pleistocene Medio nella Toscana costiera è di conseguenza dimostrata con sicurezza. Altrettanto ben noti sono gli ambienti di sedimentazione e i rapporti reciproci tra questi sedimenti, tanto che è stato possibile suddividerli in formazioni secondo criteri litostratigrafici. Al momento attuale queste ultime sono tuttavia ancora fortemente carenti nel fornire riferimenti a scale cronologiche sia relative sia assolute. D'altra parte è questa una situazione comune alle altre regioni italiane e straniere in quanto man mano che gli studi affrontano sedimenti e morfologie più antichi, in specie nell'ambito del Pleistocene Medio, diminuiscono le possibilità e/o la chiarezza d'interpretazione di diversi sistemi di cronologia radiometrica, mentre ancora non aumentano le soluzioni ottenibili con i sistemi classici di biostratigrafia che hanno dato buoni risultati per la definizione dei piani del Pleistocene Inferiore.

Anche la presenza di formazioni riferibili al Pleistocene Superiore nella Toscana costiera è stata effettuata sulla base di argomenti:

- stratigrafici, legati alla giacitura in discordanza sopra substrati più antichi delle formazioni di base che hanno rivelato sicure faune tirreniane al bacino di carenaggio di Torre del Fanale di Livorno, alla Buca dei Corvi di Castiglioncello e alla Cala dei Turchi all'Isola di Pianosa;
- pedologici, in quanto i loro sedimenti non hanno mostrato alterazioni pedologiche spinte oltre gli *inceptisuoli* , lo sviluppo dei quali avviene in condizioni climatiche non dissimili dalle attuali;
- paletnologici, per la presenza di industrie del Paleolitico Medio nei livelli continentali;
- cronologici, per la determinazione, col metodo della epimerizzazione degli aminoacidi su Molluschi…[marini e continentali];
- morfologici, per la giacitura delle formazioni attribuite al Pleistocene Superiore sul Terrazzo II, sempre assai ben differenziabile rispetto al Terrazzo I del Pleistocene Medio, cui si appoggia «base contro base», e rispetto alle pianure alluvionali e palustro-lagunari oloceniche. Da queste il Terrazzo II si distacca per la presenza della scarpata, detta Gronda dei Lupi e di altre scarpate analoghe, legate alle profonde incisioni fluviali corrispondenti alla fase di stazionamento basso del mare di Würm III.

Il quadro stratigrafico del Pleistocene Superiore costiero toscano, per adesso conosciuto in maggiore dettaglio nell'area compresa tra Livorno e Follonica (bacini Versiliese-Pisano, di Castiglioncello-S. Vincenzo e di S. Vincenzo-Portiglione) trova un buon riscontro con la suddivisione degli stadi isotopici del $\delta^{18}O$ di C. Emiliani ("*Pleistocene temperatures*" in Journ. Geol., LXIII, 1955) per gli ultimi 150 mila anni e con la curva dei substadi di Shackleton, desunta da un pozzo situato nel settore tropicale dell'Atlantico occidentale. Così sembra possibile correlare i tre cicli trasgressivi rintracciati nei sedimenti del policiclico Terrazzo II [più preciso sarebbe dire «triciclico», specialmente per quanto risultato dai numerosi pozzi della Pianura tra Venturina e Piombino]… rispettivamente con gli stazionamenti alti del livello del mare coincidenti con i substadi isotopici 5*e*, 5*c*, 5*a* di Shackleton (cit.), quando si parta dalla considerazione che alla Buca dei Corvi di Castiglioncello l'inferiore di questi cicli è risultato attribuibile alla Aminozona E ritenuta, appunto, corrispondere al substadio isotopico 5*e*.

Dal punto di vista morfologico va messo in evidenza il fatto che i sedimenti di questi tre cicli sovrapposti (solo due nell'analogo Terrazzo II di Livorno, almeno per quanto finora noto), disposti

l'uno sull'altro e riconoscibili, solo nei pozzi o in rare sezioni, per discontinuità stratigrafiche e sedimentologiche, presentano spessori talmente modesti da non avere comportato l'impianto di terrazzi separati. Al contrario, salvo eccezioni molto limitate, come quella che raffigurai nel 1986 (R.Mazzanti "*Geomorfologia del territorio comunale di Rosignano M.mo*" in Suppl. 1, Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 1986) per la Piana di Rosignano Solvay, questi cicli si confondono nell'unico insieme del Terrazzo II. Tanto più che i sottili livelli marini sono «affogati» nei depositi di sabbie continentali ai quali in parte si intercalano ma, più che altro, si sovrappongono «incappucciandoli» e formando così la maggior parte della superficie superiore del policiclico Terrazzo II, come schematicamente indicato nella ideale sezione di fig. 14.

Scendendo a maggiori dettagli, solo in parte controllabili in campagna per motivi diversi, tra i principali dei quali vanno ricordati la rarità e continua diminuzione delle sezioni naturali [le piane di Livorno e di Rosignano che vidi negli anni Cinquanta fanno ormai parte completa dei relativi centri abitati] e l'omogenizzazione delle caratteristiche iniziali dei sedimenti operata dalla pedogenesi, riteniamo che un terrazzo policiclico del tipo del Terrazzo II possa essersi formato in ben sei fasi:

1ª – ciclo marino del Tirreniano I;

2ª – depositi continentali dell'Intratirreniano I-II [spesso in gran parte erosi in quanto continentali ed esposti alle piogge e all'erosione fluviale];

3ª – ciclo marino del Tirreniano II;

4ª – depositi continentali dell'Intratirreniano II-III [spesso in gran parte erosi come sopra];

5ª – ciclo marino del Tirreniano III;

6ª – depositi continentali formatisi man mano che il livello del mare si abbassava in conseguenza dello sviluppo della fase glaciale di Würm I.

Per giungere a una spiegazione, anche se assai idealizzata, della formazione di un terrazzo policiclico del tipo del II è utile, inizialmente, diminuire i fattori di variabilità immaginando che i fenomeni si siano svolti in una regione tettonicamente stabile: i tre cicli marini presenti nel Terrazzo II richiederebbero, per manifestare una disposizione a mantello <<base contro base>>, che si fossero succeduti con valori decrescenti – anche se di poco – delle quote massime raggiunte. Altrimenti l'ultimo ciclo avrebbe distrutto i precedenti. Questo argomento vale, ovviamente, anche per i rapporti tra il primo ciclo del Terrazzo II e la base del Terrazzo I. In questa ipotesi di stabilità tettonica le tre punte di stazionamento alto del livello del mare corrispondenti ai substadi isotopici 5*e*, 5*c*, 5*a* di Shackleton, essendo a valori decrescenti e relativamente poco diversi, rientrano nelle modalità richieste per la formazione di un terrazzo policiclico.

A questo punto notiamo che la presenza di un lieve sollevamento tettonico delle aree extrabacinali rispetto a quelle bacinali non avrebbe mutato i rapporti tra i sedimenti dei diversi cicli eustatici se non nel senso che ne avrebbe accentuato i distacchi morfologici, <<tiltandoli>> leggermente e favorendo una loro disposizione <<base contro base>>, verosimilmente in funzione del prolungarsi nel tempo o dell'intercalarsi di fasi di maggiore attività. In altri termini, cicli morfologicamente pochissimo accentuati l'un l'altro significano piccole oscillazioni del livello marino e stabilità o semi-stabilità tettonica mentre cicli morfologicamente ben differenziati significano grandi oscillazioni del livello marino o notevoli movimenti tettonici o, ancora, lunga durata di lievi movimenti tettonici.

Se facciamo riferimento alla situazione stratigrafico-morfo-tettonica della fig.14, realizzata dalle diverse sezioni ricostruite nell'ambito della Toscana costiera, al di fuori delle maggiori pianure alluvionali [Versilia-Arno, Venturina-Piombino, lagune di Orbetello e di Burano], tra la posizione dei sedimenti del Pleistocene Medio, del Pleistocene Superiore e dell'Olocene notiamo due stacchi morfologici di grande spicco:

- la scarpata tra formazioni del Pleistocene Medio e formazioni del Pleistocene Superiore;
- la scarpata tra formazioni del Pleistocene Superiore e formazioni oloceniche.

Ovviamente per l'interpretazione del significato di queste due scarpate rimangono maggiori incertezze per la prima, più antica. E' infatti noto che i depositi del Pleistocene Medio sono «tiltati»

nel Valdarno inferiore da faglie con un rigetto verticale valutato in 60 m; inoltre le quote fino a 130 m alle quali sicuramente si trovano testimonianze di stazionamento del mare risultano troppo alte anche nel caso, certamente improbabile, di un completo scioglimento dei ghiacciai della Terra (in fasi climatiche del Pleistocene Medio). E' quindi certo che il Terrazzo I e i sedimenti che lo compongono sono stati interessati da movimenti di sollevamento. Altrettanto non si può affermare per l'eventualità che siano stati interessati da movimenti di sprofondamento, visto che non conosciamo la quota del livello del mare nelle fasi di modellamento e di deposito e che la loro presenza nel sottosuolo delle pianure è tuttaltro che dimostrata.

Nella valutazione del significato della scarpata che separa le formazioni del Pleistocene Superiore dalle formazioni oloceniche va tenuto conto del fatto che è sempre parzialmente sepolta dall'accumulo di queste ultime per cui in realtà va considerata molto più importante di quanto non appaia negli affioramenti. Questa scarpata è stata incisa dall'erosione fluviale nelle fasi eustatiche negative di Würm (per es. la Gronda dei Lupi) e/o in seguito all'abrasione marina della successiva trasgressione versiliana (tutte le coste rocciose, anche le basse di «Panchina», tra la Fortezza Vecchia di Livorno e la foce dell'Ardenza, o tra i «Pungenti» di Castiglioncello e la Punta Lillatro di Rosignano Solvay). In entrambi i casi per la valutazione del significato di questa scarpata va tenuto presente che il livello del mare nello stazionamento basso di 18 mila anni fa era almeno di 110 m inferiore rispetto a quello attuale.

I dati di sottosuolo delle pianure della Toscana costiera noti finora non sono sufficienti a chiarire numerosi problemi di controversa risoluzione.

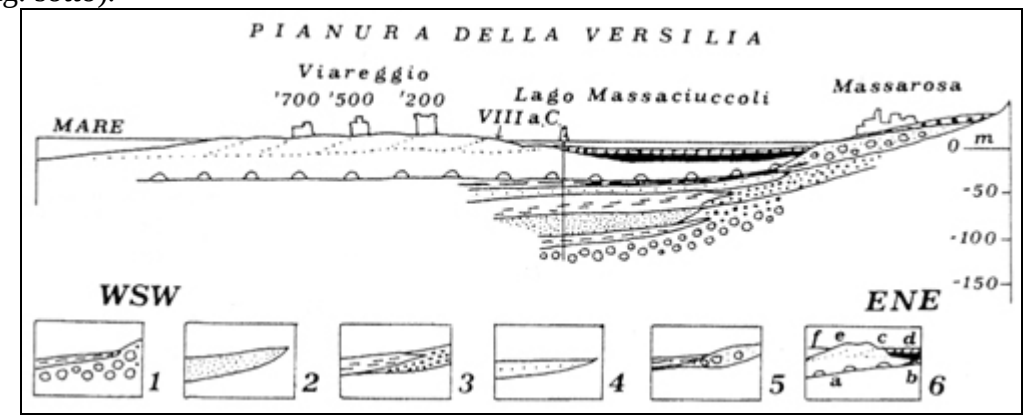
Per la Versilia il rinvenimento in sondaggi a circa 137 m di profondità di sedimenti continentali inizialmente riferiti al Würm I, sia pure con riserva, è difficilmente spiegabile senza l'intervento di una tettonica di sprofondamento, almeno moderata (da considerarsi addirittura molto intensa per le recenti datazioni di sabbie marine tra -90 e -65 m, risultate di 129.200+/-15.000 e di 132.800+/-15.000 anni B.P., secondo A.Antonioli et al. (cit.) e quindi interpretate come del Tirreniano I e non del Würm I). La posizione dei sedimenti riferibili al Würm III tra i –70 e i –30 m di quota (P.R. Federici in "*Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino di Massaciuccoli in Versilia (Toscana)*" in «Il bacino di Massaciuccoli», 1987) non contrasterebbe invece con l'ipotesi di una posizione collegata solo con il noto stazionamento basso del livello del mare intorno a 18 mila anni fa.

Considerazioni del tutto analoghe valgono per il sottosuolo della Pianura di Pisa nel quale i Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina (in questo lavoro attribuiti al Würm I) passano da quota –23 m presso Calcinaia a quota –57 m presso Stagno, mentre l'incisione fluviale riferibile al Würm III si spinge fino intorno a –30 m nel sottosuolo dell'attuale fascia litoranea.

Per quanto concerne la cronostratigrafia dell'Olocene nella fascia costiera della Toscana va, prima di tutto, rilevata una netta differenza tra le conoscenze «in orizzontale», riguardanti lo sviluppo dei litorali dalla formazione dei lidi frequentati – e quindi emersi – tra il bronzo e il ferro arcaico, da considerare molto numerose, e le conoscenze «in verticale», offerte dai sondaggi, ovviamente meno dettagliate sebbene siano state utilizzate per la definizione del Piano Versiliano (riguardante un tentativo di precisare la stratigrafia marina dell'Olocene). Queste perforazioni si riferiscono al gruppo dell'area del Massaciuccoli in Versilia e al gruppo dell'area di Calambrone-Stagno a Nord di Livorno.

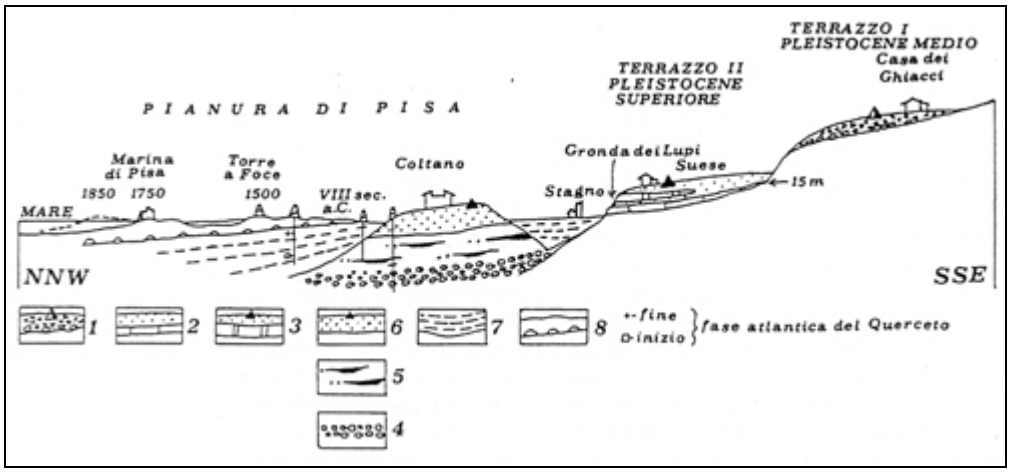
Il primo gruppo è costituito da sette perforazioni (Viareggio, Villa Puccini di Torre del Lago, La Costanza di Vecchiano, Bonifica Ginori a NE del Lago di Massaciuccoli, FFSS Pietrasanta, Serrelle I e II ad Est di Viareggio) (alle quali va aggiunto il sondaggio dell'ENEA cui fa riferimento il lavoro di A.Antonioli et al. ricordato sopra) dalle quali è ben ricostruibile la superficie di base della trasgressione versiliana (intorno a quota –30 e leggermente risalente verso Est) al di sopra delle argille lacustri con torbe datate a 18.350+/-350 anni con il ^{14}C e quindi corrispondenti al Würm III. Altrettanto bene individuati sono i corpi sedimentari delle Sabbie silicee di facies marina costiera con riferimenti a età di 8.940+/-273, 5.646+/-200 e 5.280+/-50 anni, rientranti nella trasgressione versiliana (Ferrara et al., 1961) e i corpi sedimentari delle argille lacustri e torbe attuali (zona del

Massaciuccoli in senso stretto) dell'area interna al lido frequentato nell'VIII-V sec. a.C. (secondo quanto ho pubblicato nel 1990 insieme a E.Paribeni, S.Storti, M.A.Vaggioli "*La pianura versiliese nel contesto geomorfologico*" in «Etruscorum ante quam Ligurum. La Versilia tra VII e III secolo a.C»). (Fig. sotto).



Sezione geologica (non in scala) fra Viareggio e Massarosa, ricostruita sulla base di numerosi sondaggi (da P.R.Federici, 1993) ("The Versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the ligth of drillings and radiometric data" Mem. Soc. Geol. It., 49), privi di datazioni radiometriche per le parti sottostanti ai depositi (6) datati radiometricamente alla trasgressione del Versiliano da Ferrara et al. (1961) (cit.). Al di sotto di questi ultimi depositi, riconosciuti appartenenti all'Olocene anche dal sondaggio ENEA (Antonioli et al. 2000) (cit.), la ricostruzione stratigrafica di P.R.Federici attribuiva al Würm I i livelli 1 (non raggiunti dal sondaggio ENEA), all'interstadio Würm I-II il livello 2 (datato invece radiometricamente al Tirreniano 5e nel sondaggio ENEA), al Würm II di facies continentale il livello 3 (di datazione incerta dopo il sondaggio ENEA), all'interstadio Würm II-III il livello 4 (non precisabile dal sondaggio ENEA), al Würm III il livello 5 (attribuito radiometricamente ad un'età maggiore di 53500 anni nel sondaggio ENEA). La trasgressione del Versiliano si è spinta fino al cono di deiezione (6) sul quale è costruita Massarosa ma già nell'VIII sec. a.C. era emerso il lido che separava dal mare il Lago di Massaciuccoli; infine le torri della Guardia Costiera di Viareggio, costruite man mano che la spiaggia progradava, marcano la posizione di quest'ultima nel 1200, nel 1500 e nel 1700 (R.Mazzanti, 1994 "L'influenza della tettonica, delle oscillazioni climatiche e dell'impatto antropico nella costruzione del litorale versiliese-pisano" in «Bacino dell'Arno» 3 – 1994).

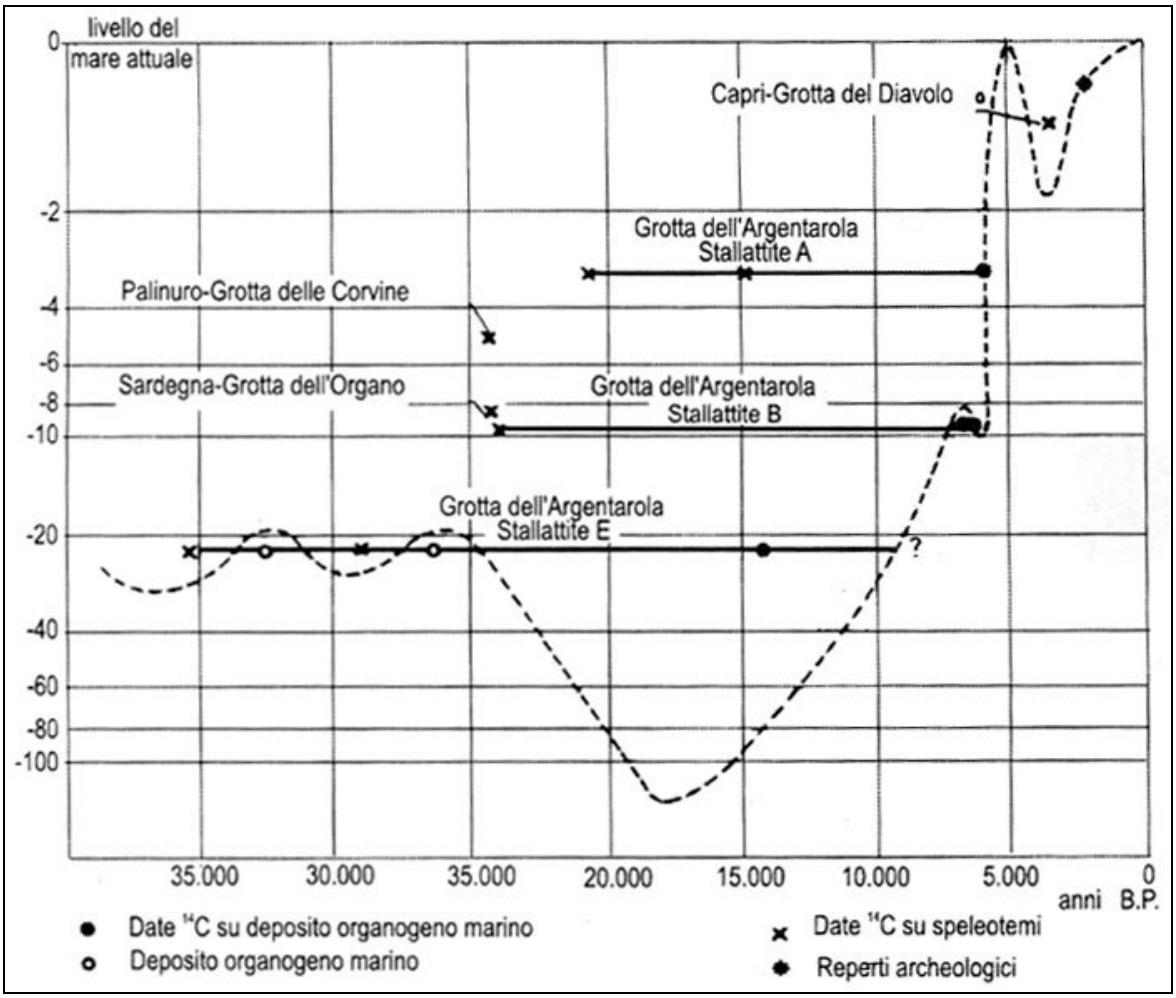
Il secondo gruppo è costituito dalle diciannove perforazioni della zona di Calambrone-Stagno dalle quali è ben ricostruibile, intorno a quote di –13 /-10 m, la superficie di base della trasgressione marina versiliana culminata con la formazione del lido frequentato nell'VIII-V sec. a.C. Al di sotto di questi sedimenti litorali di facies di spiaggia sommersa (in basso) ed emersa (in alto, per il sopraggiungere del delta dell'Arno) compaiono, fino a quote intorno a –30 m, i depositi fluvio-lagunari nei quali sono stati evidenziati l'inizio e la fine della fase Atlantica del Querceto mediante lo studio di diagrammi pollinici di M.L.Galletti ("*Sulla subsidenza della Pianura Pisana. Analisi polliniche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno*" in Boll. Soc. Geol. Ital., LXXXVI, 1978). (Fig. sotto).



Sezione geologica (non in scala) tra Marina di Pisa e l'interno di Livorno.

- *A) Conglomerati di Casa Poggio ai Lecci con industrie del Paleolitico Inferiore sul Terrazzo I (del Pleistocene Medio).*
- *B) "Panchina" marina e sabbie eolico-colluviali con industrie del Paleolitico Medio del 1° ciclo Tirreniano sul Terrazzo II (del Pleistocene Superiore).*
- *C) "Panchina" marina e sabbie eolico-colluviali con industrie del Paleolitico Medio del 2° ciclo Tirreniano sul Terrazzo II (del Pleistocene Superiore).*
- *D) "Panchina" marina e sabbie eolico-colluviali del 3° ciclo Tirreniano.*
- *E) Conglomerati fluviali dell'Arno e serchio da Bientina del Würm I (Pleistocene Superiore).*
- *F) Limi e Torbe palustri del sottosuolo (Pleistocene superiore).*
- *G) Sabbie eoliche di Vicarello (Pleistocene Superiore).*
- *H) Argille salmastre e fluviali del Pleistocene Superiore e dell'Olocene nella parte alta.*
- *I) Lidi e Dune della trasgressione Versiliana (Olocene).*
- *L) Limi e torbe lagunari-palustri e fluviali (Olocene).*

La fig. sotto, tratta da un recente studio (M.Alessio, L.Allegri, F.Antonioli, G.Belluomini, L.Ferranti, S.Improta, L.Manfra, A.Proposito "*Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale*" in Giornale di Geol., LIV, 1992) delle oscillazioni del livello del Mare Tirreno attraverso determinazioni radiometriche di età su speleotemi di grotte attualmente sottomarine in località ritenute tettonicamente stabili tra Pleistocene Superiore e Olocene (all'Argentarola, a Capri, in Sardegna e nel Cilento), offre un riferimento molto interessante alle correlazioni tra sviluppo paleoclimatico ed evoluzione del livello del mare negli ultimi 40 mila anni. Questa figura mostra molto chiaramente la risalita del livello marino per la deglaciazione posteriore all'acme glaciale di circa 18 mila anni or sono: dopo una piccola sosta con probabile minima inversione tra 6,5 e 6 mila anni fa e livello del mare a quota –10 m (fase Boreale dell'Olocene), la risalita prosegue rapidissima fino a circa 5 mila anni (cioè durante l'*optimum* climatico post-glaciale, corrispondente con la fase Atlantica del Querceto nei depositi continentali) per subire poi una stasi in una posizione di poco inferiore alla attuale e, dopo una successiva diminuzione di circa 2 m intorno a 3,5 mila anni fa (fase sub-Boreale), riprendere in seguito fino al livello attuale, il più alto documentato nella Costa Toscana per l'Olocene (fase sub-Atlantica).



Curva indicativa delle oscillazioni del livello marino nel Tirreno centrale per il Pleistocene Superiore-Olocene (le ordinate sono in scala logaritmica) (da Alessio et al., 1992).

In altri termini e schematizzando, la risalita eustatica post-glaciale (trasgressione versiliana già individuata nelle linee essenziali da A.C.Blanc (*"La stratigraphie de la plaine côtière de la Basse Versilia (Italie) et la trasgression Flandrienne en Méditerraneé"* in Revue de Géographie Phys. et de Géologie Dyn., IX, 1937) sarebbe avvenuta in tre episodi da indicarsi con : Versiliano I, tra 18 e 6,5 mila anni or sono ; Versiliano II, tra 6 e 5 mila anni or sono; Versiliano III, tra 3,5 mila anni or sono e oggi. A questi episodi di risalita del livello del mare si sarebbero interposte due piccole fasi di decrescita con possibilità di parziali emersioni da indicarsi con: Intraversiliano I, tra 6,5 e 6 mila anni or sono e Intraversiliano II, tra 5 e 3,5 mila anni or sono.

Definita, seppure molto schematicamente, nelle pagine precedenti la situazione tettonica remota e recente della regione, con il riconoscimento di un sollevamento epirogenetico, attivo almeno nella metà superiore del Pleistocene Medio e certo su tutte le aree, salvo ovviamente quelle delle maggiori pianure alluvionali e delle isole dell'Arcipelago tranne l'Elba, cioè le aree nelle quali i sedimenti del Pleistocene Medio non sono presenti o non sono stati ancora riconosciuti con certezza, ho tentato di valutare la possibilità di un sollevamento anche per i sedimenti dei terrazzi del Pleistocene Superiore.

D'altra parte è verosimile che le pianure alluvionali, specialmente le maggiori (Versiliese-Pisana, Piombinese-Follonichese, Grossetana, Orbetellese), abbiano parti in subsidenza naturale per compattazione dei sedimenti con valori medi valutabili intorno a 1mm/anno, secondo quanto sembra deducibile dagli studi geodetici eseguiti finora principalmente nella Pianura del Cornia (C.Bartolini, B.Palla, E.Pranzini *"Studi di geomorfologia costiera: il ruolo della Subsidenza nell'erosione litoranea della pianura del F. Cornia*" in Boll. Soc. Geol. Ital., CVIII, 1990) e tra 0,5-

4 mm/anno nella Pianura di Pisa (M.Tongiorgi "*La subsidenza nelle basse pianure dell'Arno e del Serchio: una prima valutazione quantitativa dei fenomeni osservati, in rapporto ai problemi della difesa del suolo*" in Atti del Convegno su subsidenza e difesa del suolo, Pisa, 1978). Resta comunque il fatto che, a parte le possibili ma per adesso poco note influenze della subsidenza naturale, lo sviluppo olocenico del Litorale Toscano risulta controllato sicuramente dall'evoluzione del livello del mare e dall'apporto sedimentario dei corsi d'acqua.

L'«impennata» del livello del mare dai 6 ai 5 mila anni da oggi, registrata negli speleotemi della grotta dell'Argentarola, aperta nella falesia calcarea, ha prodotto, nei bassi litorali nei quali si affacciavano i depositi del Pleistocene Superiore, un'ampia trasgressione (Versiliano II) che si è sommata agli effetti del Versiliano I e che si è sviluppata in profondità fino oltre 25 km e in Versilia è progredita sicuramente oltre gli allineamenti di tutte le linee di riva più recenti poiché a questa trasgressione, risultata dalla somma degli episodi di Versiliano I e II corrisponde, nel sottosuolo del Lago di Massaciuccoli, l'esteso livello delle Sabbie silicee a *Thais haemastoma*, con piccola falesia di apice trasgressivo (A.Sestini "*Un'antica ripa marina nella pianura costiera apuana*" in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., LVII, 1957), e sviluppato fino al piede dei Monti d'oltre Serchio. Ancora al Versiliano II sono attribuibili i depositi di spiaggia, ricchi di *Posidonia oceanica*, del sottosuolo di Vada, compreso tra il mare e la bassa falesia marina che si allinea tra il Podere il Diaccio fino al Podere Vallescaia. Infine al Versiliano II sembra risalire la formazione dei lidi che delimitano la Laguna di Orbetello, data la presenza di industrie del neolitico (R.C.Bronson, G.Uggeri "*Isola del Giglio, Isola di Giannutri, Monte Argentario, Laguna di Orbetello*" in Studi Etruschi, XXXVII, 1970.

Alla risalita del mare del Versiliano II è seguìta una fase di piccola decrescita (circa 2 m), verosimilmente corrispondente con il livello di argille lacustri ad associazione pollinica ad *Abies, Alnus, Picea* e *Pinus* indicante un raffreddamento climatico individuato nella zona del sottosuolo del Massaciuccoli e culminato con uno stadiale «basso» intorno a 3,5 mila anni or sono e indicato come «Intraversiliano II» per quanto già esposto.

Successivamente il livello del mare ha ripreso a salire giungendo fino alla posizione attuale: si è così realizzato il terzo episodio (Versiliano III) della trasgressione versiliana, tuttora attiva ad una velocità media di 3,1 mm/anno circa (cioè +/-1,3 mm/anno, secondo quanto risulta dai moderni mareometri dell'area nordmediterranea (P.A.Pirazzoli, cit.).

Nei tratti bassi del Litorale Toscano da Bocca di Magra a Bocca del Chiarone la trasgressione del Versiliano III è messa in evidenza da un paleolido, frequentato a partire dal bronzo recente e/o dal ferro iniziale e quindi sicuramente emerso intorno a 3 mila anni or sono (R.Mazzanti, M.Pasquinucci, "*La costa tirrenica da Luni a Portus Cosanus*" in Déplacements des lignes de rivage en Méditérranée C.N.R.S., 1987). La posizione di questo paleolido è piuttosto interna (fino a circa 7 km) in corrispondenza delle bocche dei maggiori fiumi (Arno e Ombrone) mentre non si discosta in modo ragguardevole dall'attuale linea di riva negli altri tratti. Tra Marina di Castagneto e Baratti, nel Golfo di Follonica e tra Castiglione della Pescaia e le Marze il riconoscimento dell'evoluzione lenta del litorale è marcato – per cica 60 km – dalla presenza delle Arenarie di S. Vincenzo – Punta del Molino (R.Mazzanti, E.Pranzini, S.Taccini, "*Studi di geomorfologia costiera: VII. Variazioni della linea di riva dal Pleistocene medio-superiore ad oggi, caratteristiche sedimentologiche e stato delle associazioni vegetali del litorale di San Vincenzo (Toscana)*" in Boll. Soc. Geol. Ital., XCIX, 1980), ricche di scorie della lavorazione etrusca del ferro, deposte in ambiente intertidale e oggi affioranti solo durante le basse maree estreme e presenti fin verso 1-2 m di profondità, salvo alla Punticella di S. Vincenzo dove sono sempre visibili in superficie. Questi depositi rivelano un sollevamento del livello del mare negli ultimi circa 3-2,5 mila anni non misurabile con esattezza ma senza dubbio di un valore compreso tra 2 e1 m. Nella Baia Baratti la presenza di questo livello ha permesso di misurare un avanzamento trasgressivo della linea di riva di fondo baia di circa 30 m. Ciò in accordo con le misure più precise fornite da R.Galoppini, C.Letta, R.Mazzanti, M.Taddei, R.Tessari, L.Viresini nella loro pubblicazione "*Possibilità di misura di antichi livelli del mare nel litorale tra le foci dei fiumi Arno e Fine in Toscana*" in Mem.

Descr. Carta Geol. d'It., LII, 1994. Infatti in questo lavoro viene data notizia di un ritrovamento di una tomba tardo ellenistica scavata nel gabbro attualmente 1,20 m sotto il livello del mare nel porticciolo di Castiglioncello e di numerose cave antiche (etrusche e/o romane) aperte nell'arenaria Macigno di Calafuria e attualmente inondate con fondo fino a –1,65 m.

La posizione del paleolido frequentato dal bronzo recente – ferro iniziale è molto indicativa in quanto corrisponde ad una Toscana ancora quasi intonsa da interventi antropici drastici, le attività dei neolitici potendosi ritenere, in questa regione, presenti ma ancora relativamente deboli.

LA GEOIDROLOGIA

Il capitolo di cui sopra è rivolto agli aspetti naturalistici della geomorfologia, introduzione necessaria per passare ad una disamina, sia pure schematica e generale, degli aspetti più applicativi derivanti dallo stato attuale della conformazione geomorfologica e dall'inpatto che nell'area della provincia di Livorno hanno le attività antropiche. A questo proposito riporto il mio articolo "*Aree a rischio di dissesto idrogeologico nel territorio della Provincia di Livorno*" che presentai a Cecina nel Seminario di studio «La tutela idrogeologica e l'impatto sull'ambiente» il 27-28/10/1988: "La Provincia di Livorno, pur nella modesta estensione nei confronti delle altre provincie toscane e italiane, presenta una geomorfologia molto differenziata a seconda dei diversi settori geografici nei quali è suddivisibile. Questi sono i Monti Livornesi, il fianco occidentale dei Monti della Gherardesca, i Monti di Campiglia M.ma, i Monti di Riotorto-Montioni; inoltre si possono considerare come appartenenti ancora alla zona montana il Promontorio di Piombino e le isole di Gorgona, e di Capraia, per intero, e, nell'Elba, il Monte Capanne, quello di S. Martino e la Giogaia Orientale, da Capo della Vita a Punta Ripalti. Zone collinari corrispondono agli affioramenti di formazioni stratigrafiche neogeniche e del Pleistocene Inferiore del versante destro del Fine, delle Colline Livornesi, dei dintorni orientali di Bibbona e dei «terrazzi alti» [ora Terrazzo I], del Pleistocene Medio, che orlano i fianchi occidentali dei Monti Livornesi e della Gherardesca. «Terrazzi bassi» [ora Terrazzo II], che non raggiungono la quota di 30 m [15 m se riferiti alla sola facies marina], corrispondono poi alla Piana di Livorno, a quella di Rosignano Solvay – Vada e a quella di Donoratico – S.Vincenzo e di S.Vincenzo – Venturina; a queste possiamo inoltre aggiungere anche l'intera Isola di Pianosa. Infine vi sono le pianure alluvionali vere e proprie: l'orlo meridionale della Pianura di Pisa, una stretta fascia litoranea fra la Bocca di Fine e S.Vincenzo, la Pianura del Cornia tra i Forni, Venturina e il mare. Nelle isole solo l'Elba presenta piccole pianure alluvionali: di fronte alla Rada di Portoferraio, ai Magazzini, a Barbarossa, al Piano di Mola (Porto Azzurro), alla Lacuna, a S.Mamiliano (Campo), a Marciana Marina e a Procchio.

Schematizzando quanto sopra si può dire che la Provincia di Livorno si estende su una <<manciata>> di piccoli rilievi (dei quali solo il Monte Capanne dell'Elba e il Monte Calvi di Campiglia M.ma sorpassano i 600 m del limite geografico della montagna), isolati l'uno dall'altro e prominenti sul mare o su strette fasce collinari e ancor più strette zone terrazzate o appartenenti a pianure alluvionali.

I pericoli di alluvioni presentati dalle piogge che cadono direttamente su questi rilievi sono piuttosto limitati arealmente e relativi solo ad alcune valli e ai loro sbocchi in pianura. Non per questo è opportuno trascurarli. Così rappresentano zone a rischio di esondazione specialmente le aree golenali dell'Ardenza, del Chioma, del Grande-Iurco (Caletta di Castiglioncello) [dove si è continuato «allegramente» ad edificare], del Fosso della Madonna (Bibbona) e di alcuni dei fossi più ripidi che solcano il Monte Capanne [esondazioni a Marciana].

Fenomeni di tracimazione dall'alveo normale e di alluvionamento di questi corsi d'acqua sono avvenuti più volte nel passato e, sia pure per zone ristrette, hanno causato notevoli danni e qualche vittima e tanto più ne potranno causare nel futuro se continuerà la tendenza ad estendere nelle zone golenali di questi corsi d'acqua interi quartieri abitativi (Ardenza, Grande-Iurco) o a costruirvi ferrovie e strade con opere d'arte sottostimate (ponti con luci ristrette ecc.) e quella, tristemente ricorrente, del degrado dei boschi sui versanti in seguito agli incendi. Tuttavia i maggiori pericoli da

inondazione dipendono, nella Provincia di Livorno, dai tre fiumi maggiori che la traversano solo nei tratti terminali (Fine, Cecina e Cornia), dalla rete dei canali sfocianti nel Calambrone, che drenano le Colline Pisane e Livornesi e il bacino di Bientina (nella Pianura di Lucca) inoltre – quantunque ancora non sembra sia mai stato messo in funzione completamente – dal Nuovo Scolmatore d'Arno [adesso è stato collaudato durante la notevole piena d'Arno del 31/10/1992 con risultati soddisfacenti per la difesa di Pisa e meno rassicuranti per le basse campagne, ex palustri, del settore più meridionale della pianura].

La progettazione di quest'ultima grande opera è avvenuta del tutto al di fuori del dibattito tecnico e politico locale e c'è da augurarsi che l'entrata in funzione possa realmente corrispondere alle aspettative di scongiurare le alluvioni d'Arno a valle di Pontedera senza allagare le campagne immediatamente a Nord di Livorno, ormai ampiamente utilizzate a fini portuali e che lo saranno ancora di più se verrà realizzato il Centro Intermodale. Mentre attendiamo, non senza una certa trepidazione, che venga messa in funzione questa grande opera non possiamo non ricordare che gli Scolmatori d'Arno, che furono costruiti nel passato a Putignano e a Fornacette, dovettero essere abbandonati perché non salvaguardarono Pisa dalle alluvioni e contribuirono al rimpinguamento dei grandi paduli che si estendevano fino sotto alle mura di Livorno, allora visti come una pericolosa fonte di malattie e di disordine territoriale.

Per quanto riguarda la rete di canali che drenano le Colline Pisane e Livornesi e che si innestano più o meno nel Calambrone, rete che è stata sviluppata [almeno nella veste più vicina alla attuale] nel corso di circa 50 anni per prosciugare i numerosi paduli che si trovano nell'orlo meridionale della Pianura di Pisa, riteniamo che sia ormai molto ben collaudata e che presenti principalmente un problema di manutenzione [oltre al problema di una più accurata attenzione agli inneschi dei vari corsi d'acqua nel Nuovo Scolmatore]. Questa [manutenzione] riguarda le profondità e pendenze degli alvei, il controllo della tenuta degli argini e – anche se può sembrare paradossale in un Paese civile – la vigilanza su questi fossi e canali per evitare ostruzioni da discariche.

Il Fine può venire regimato da una attenta gestione dell'invaso del Lago di S.Luce.

Il Cecina mantiene ancora più o meno completa la sua potenzialità di esondare e di allagare gli abitati di Cecina Marina e della Mazzanta di Vada, tuttora del tutto indifesi da questo pericolo.

La situazione del Cornia sembra destinata a mutare fra breve, non appena saranno realizzate le opere idrauliche progettate: la diga sul Milia e la vasca di compenso di La Gera. Queste opere saranno certamente in grado di togliere ogni pericolo di esondazioni nella Pianura di Piombino [ma la diga sul Milia non è stata più costruita e il progetto della costruzione del lago artificiale completamente abbandonato].

Se quanto sopra riguarda i pericoli da esondazioni dei corsi d'acqua della Provincia di Livorno, ben diversa è la situazione per quanto attiene alle falde con essi collegate [subalvee] o a quelle più profonde [artesiane].

La parte più superficiale dell'orlo meridionale della Pianura di Pisa è formata da terreni impermeabili fino al livello di ghiaie dei 60 m di profondità, per cui è praticamente sprovvista di una falda freatica.

Il Fine solca, in Provincia di Livorno le impermeabili Argille ad *Arctica* del Pleistocene Inferiore per cui le falde presenti nelle sue alluvioni non hanno contatti con il terrazzo di Rosignano-Vada [Terrazzo II] e il suo apporto alla falda freatica di questo è pressoché nullo.

Il Cecina solca, a valle di Riparbella, sedimenti arenacei e conglomeratici del Pleistocene Inferiore e Medio e può, temporaneamente, avere scambi con le ricche falde in essi presenti.

La situazione idrologica della Pianura di Piombino è ancora poco nota; le alluvioni di superficie sono prevalentemente argillose e quindi in pratica impermeabili, salvo il ristretto alveo dei corsi d'acqua principali cosparsi di ghiaie. In profondità sono presenti alcuni letti conglomeratici, dei quali per altro è ancora sconosciuto l'andamento ma che verosimilmente sono comunicanti almeno con le falde dei Monti di Campiglia M.ma. [per maggiori particolari e dati più recenti si veda il prossimo paragrafo].

I piccolissimi piani alluvionali dell'Elba non possono che contenere falde di proporzioni modeste che pure rappresentano l'80% delle risorse locali [finora sfruttate].

Oltre alle sopra ricordate falde nelle pianure alluvionali, altre si trovano nei terrazzi. Assai estese, anche se poco profonde, sono quelle contenute dai «terrazzi bassi». Ormai completamente inquinate e irrecuperabili quella del Terrazzo di Livorno e quella del Terrazzo di Rosignano Solvay, maggiori possibilità di recupero e di difesa sono forse ancora possibili per quelle di Vada, di Donoratico – S.Vincenzo e di S.Vincenzo – Venturina, purché si provveda a una rigorosa difesa dagli inquinamenti, sia agricoli che industriali [sia dalla salinizzazione da richiamo di acque marine per eccessivi prelievi] che le minacciano. I «terrazzi alti» non contengono una falda importante nelle Colline Livornesi, mentre sono molto ricchi di acqua, a vari livelli, nella zona che dal retroterra di Vada passa a quello di Cecina per giungere sotto Bibbona, Bolgheri e Castagneto Carducci.

E' assolutamente indispensabile salvaguardare da inquinamenti tutta questa zona collinare se si vuole evitare di mettere in crisi gli approvvigionamenti idrici delle fiorenti località che vi si riforniscono (comuni di Rosignano, di Cecina, di Bibbona, di Castagneto Carducci). Per una oculata gestione di questa risorsa, oggi aggredita senza una visione unitaria e razionale, sarebbe indispensabile la costituzione di un Consorzio fra i comuni interessati sul tipo di quello costituito per la Val di Cornia. Un simile Consorzio darebbe garanzie maggiori, rispetto al frazionismo della gestione attuale, anche per la difesa dal progressivo inquinamento salino delle acque collegate con le acque del mare, e per il grande pericolo dell'eccessivo sfruttamento delle risorse idriche delle pianure e dei terrazzi costieri.

Le zone montane hanno falde di vario tipo e vanno esaminate singolarmente.

I Monti Livornesi sono poveri di sorgenti, localizzate nelle masse ofiolitiche del Giurese Superiore (Acquedotto di Colognole) e in quelle dei complessi flyschioidi calcareo marnosi e arenacei del Cretaceo Superiore e del Paleocene-Eocene (Monte Nero, La Poggia, ecc.). Possono essere utilizzate solo localmente nelle aree interessate da un modesto sviluppo abitativo ma non in quelle, come la collina di Monte Nero, ormai intensamente abitate e dove sono del tutto insufficienti. Non va dimenticato però che i Monti Livornesi costituiscono l'area di origine di numerosi corsi d'acqua che si riversano nei sottostanti terrazzi e pianure e vanno quindi protetti da inquinamenti di tipo industriale o da quelli collegati con le vie di comunicazione, essendovi poco diffusa l'agricoltura.

I Monti della Gherardesca hanno una conformazione geologica praticamente analoga a quella dei Monti Livornesi. Come questi, presentano modeste possibilità di sfruttamento idrico, qui del tutto non utilizzate per l'attuale condizione di mancanza di centri abitativi. Anche questi monti sono la zona di origine, ecologicamente pura, di molti corsi d'acqua minori e vanno salvaguardati da inquinamenti, magari e semplicemente, lasciandoli nelle condizioni attuali.

I Monti di Campiglia M.ma presentano gli affioramenti dei due nuclei prevalentemente calcarei della Serie Toscana a Monte Calvi e a Sassetta, con buona permeabilità e quindi costituenti due notevoli serbatoi acquiferi. Vi si approvvigionano i centri abitati della zona e sono capaci di rifornire i molti corsi d'acqua che discendono nel terrazzo di S.Vincenzo – Venturina e nella Pianura di Piombino. Un altro notevole serbatoio acquifero è rappresentato, sul versante N-W, dall'affioramento di rioliti e ignimbriti che rifornisce il terrazzo tra S.Vincenzo e Castagneto Carducci. Ovviamente tutte queste aree necessitano di un'oculata salvaguardia da inquinamenti.

I Monti di Riotorto-Montioni sono formati in gran prevalenza da rocce impermeabili per cui non presentano importanti serbatoi per le scarse precipitazioni che vi si riversano a causa della modestia del rilievo. Non hanno un particolare interesse dal punto di vista della difesa idrogeologica, tuttavia, data la loro quasi totale mancanza di centri abitativi e la ricchezza di macchie e di boschi, rappresentano attualmente un <<polmone verde>> fra le pianure di Piombino e di Follonica ormai completamente prive di boschi. E' ovvio che anche questi monti siano da conservare allo stato attuale.

Il Promontorio di Piombino è formato per la maggior parte dal *flysch* arenaceo Macigno della Serie Toscana e da alcune ricoperture eoliche quaternarie di antiche valli con sedimenti limoso-sabbiosi e calcarenitici fini. Questi ultimi sono permeabili ma costituiscono acquiferi di scarso o scarsissimo rilievo per piccolo spessore e ristrettezza dei depositi. E' noto poi che la formazione Macigno, malgrado contenga molti strati arenacei, non presenta alta permeabilità per la presenza di frequenti e ampi interstrati marnosi e siltitici. Nell'insieme il Promontorio di Piombino non possiede che sorgenti di piccola portata tanto che per l'approvvigionamento della città si è dovuto ricorrere a una serie di pozzi nella pianura, ormai profondamente minacciata dall'inquinamento salino.

La parte centro-settentrionale del promontorio è stata finora salvata dall'invasione dei centri residenziali e dallo sviluppo della viabilità automobilistica per cui ha mantenuto un aspetto «selvaggio», vicino rifugio per chi sente il bisogno di rapide fughe dal centro industriale. Sarà opportuno salvaguardare anche questa piccola oasi «naturale» alla soglia di uno dei centri più industrializzati e inquinanti della Toscana, anche se è priva di interessi idrogeologici specifici.

L'Isola di Gorgona era dotata di un interessante sistema, ancora in buona parte rintracciabile, di canalette, di pozzetti, di muri traversi ai piccolissimi piani alluvionali con gronda e vaschetta centrale, di piccole cisterne, vale a dire di un insieme di minute opere d'arte che l'esperienza antica, maturata dalle popolazioni delle isole mediterranee assetate d'acqua, è riuscita a suggerire per raccogliere una pur minima quantità del prezioso liquido. Questa precaria situazione era andata peggiorando negli anni man mano che erano state abbandonate le continue cure che occorrevano a questo complesso sistema di marchingegni per potere sopravvivere con una certa funzionalità e che l'approvvigionamento idrico dell'isola era stato affidato alle navi cisterna. Negli anni più recenti la situazione ha trovato una insperata soluzione per l'opera dell'Ispettore Bonucci (Direttore della Colonia Penale) che, malgrado fosse stato sconsigliato dal parere dei tecnici, ha fatto perforare una serie di pozzi assai profondi dai quali l'acqua, ancora a distanza di anni, esce in quantità più che sufficienti per le necessità della poco numerosa colonia dell'isola.

Evidentemente gli scisti che costituiscono la maggior parte dell'isola presentano una certa permeabilità (forse proprio dovuta ai piani di scistosità). Il problema tecnico che oggi si pone è di fare un bilancio idrologico delle precipitazioni, dei deflussi e dell'evapotraspirazione che avvengono nell'isola per valutare se i prelievi attuali non siano superiori alle possibilità di sfruttamento senza attingere a un'acqua fossile. Visto che in pratica è tutta l'isola che fornisce l'acqua prelevata è ovvia la necessità di estendervi il vincolo idrogeologico su tutta la superficie.

L'Isola di Capraia ha una serie di piccole sorgenti che scaturiscono in genere dalle intercalazioni di brecce esplosive dentro alle trachiandesiti del corpo maggiore dell'isola. Queste ultime, che sono permeabili, poggiano a loro volta su un massiccio complesso di brecce esplosive, tufi, ecc. che affiora sul versante occidentale e che è a sua volta permeabile. A parte la scarsità delle precipitazioni il problema, in un'isola fatta prevalentemente di rocce a notevole permeabilità, consiste nel riuscire a captare l'acqua che in breve tempo dalle piogge si disperde in mare da una miriade di sorgentelle sottomarine. L'Ispettore Bonucci ha fatto eseguire un sondaggio nella zona della Colonia Penale che ha dato discreti risultati; forse varrebbe la pena di fare altri tentativi, anche se non sostenuti da precise indicazioni tecniche, ovviamente dopo aver tracciato il bilancio idrologico dell'isola. Certo è che le necessità di approvvigionamento idrico della popolazione della Capraia – specialmente con l'afflusso dei turisti nella stagione estiva – sono ben diverse da quelle della minuta colonia della Gorgona. Attualmente l'isola è rifornita quasi per intero dalle navi cisterna. Il vincolo idrogeologico su tutta l'isola è comunque necessaria premessa ad ogni tentativo di captare il prezioso liquido.

Il Monte Capanne dell'Elba è costellato di molte piccole sorgenti che scaturiscono in prevalenza da coltri di detriti sabbiosi dovuti all'alterazione fisica della granodiorite. Solo quattro di queste sorgenti hanno portate medie superiori a 2 litri/secondo per cui possono servire solo piccole frazioni locali. Il rilievo centrale dell'Elba (Monte S.Martino) è estremamente povero di sorgenti che

scaturiscono maggiormente dalle ofioliti dei contrafforti più orientali (Monte Cafferi, Monte Corsetti).

Migliori prospettive, rispetto a tutta l'isola, le offre la Giogaia Orientale con la sorgente della Valle delle Fiche, con quella di Rio nell'Elba e con quelle di Monte Castello per la presenza di rocce calcaree, diasprine e ofiolitiche ampiamente fessurate.

Il rifornimento idrico dell'Elba, specie dopo l'esplosione delle presenze turistiche estive, non può trovare soluzioni in loco; per questa consapevolezza è stata costruita la condotta sottomarina Piombino – Rio Marina con allaccio all'acquedotto centrale elbano. Tuttavia, considerate anche le difficoltà di rifornimento della condotta sottomarina, è indispensabile vigilare sui bacini idrici elbani cercando di regolarne e, dove possibile, ampliarne le produzioni. A questo proposito è necessaria l'estensione del vincolo idrogeologico a tutte le montagne elbane.

Nell'Isola di Pianosa si sta ormai pompando acqua fossile contro ogni razionale criterio di sfruttamento.

L'Isola di Montecristo, completamente granitica, è praticamente disabitata. Le piccole sorgenti che scaturiscono da fessure e masse detritiche devono servire più che altro alle comunità animali introdotte nel passato con criteri non scientifici ma ad uso venatorio.

Passando ad esaminare la stabilità dei versanti, si può osservare che le aree naturalmente franose della Provincia di Livorno non sono molte e comunque di modeste dimensioni. Prendiamo brevemente in rassegna solo le più importanti e senza indulgere all'indicazione dei detriti, sovente anch'essi vere e proprie frane se pure molto superficiali.

Nella zona di Parrana S.Giusto due discrete frane, che attualmente sembrano stabilizzate, si sono staccate dal *Flysch* calcareo-marnoso del Cretaceo Superiore a Nord e a Sud del paese.

Un fronte franoso, che appare anch'esso ormai inattivo, borda il fianco occidentale del *Flysch* paleocenico-eocenico di la Poggia.

Esiste il dubbio che tutta la massa ofiolitica del Romito stia scivolando lentissimamente verso il mare.

La formazione delle Argilliti con calcari palombini presenta verosimilmente il maggior numero di frane: a Nord del Gorgo, nelle valli di Chioma e del Fortulla, al Piano dei Lupi e alla Maestà di Rosignano M.mo, fra Bocca di Chioma e i Morticini nella falesia scalzata alla base dal mare.

L'abitato di Castelvecchio (Rosignano M.mo), edificato su di uno sperone del miocenico Calcare di Rosignano, è in lento scivolamento.

All'Isola di Gorgona alcune frane sono precipitate lungo la dirupata costa occidentale; particolarmente rilevante è quella che corrisponde, alla base, alla Costa dei Cantoni.

Fra le frane che hanno come fattore scatenante l'attività antropica, più frequentemente l'apertura di strade, possiamo ricordare quelle del tratto attuale (e di quello dismesso) della strada Chioma-Nibbiaia, alcune nella provinciale Rosignano M.mo-Castelnuovo-Gabbro-Livorno e quelle della panoramica occidentale dell'Isola d'Elba, particolarmente pericolose nel Tratto a Nord di Chiessi. Un'altra frana, almeno parzialmente collegata all'attività antropica, è quella del detrito minerario a Nord di Rio Marina, scalzata dal mare.

Nell'insieme risulta evidente la corrispondenza delle frane col paesaggio montano e, in questo, con le aree a maggiore presenza ed attività antropica (Monti Livornesi, Isola d'Elba). Le <<oasi>> ancora ben boscate dei Monti della Gherardesca, di Campiglia M.ma, di Piombino e di Riotorto-Montioni ne sono prive o ne presentano di piccolissima entità. E' questo un motivo di più per salvaguardare i boschi ancora esistenti e per cercare di impiantarne di nuovi nelle aree montane della provincia.

Sono note le interdipendenze tra erosione e arretramento delle spiagge, in Provincia di Livorno specialmente allarmanti in alcuni tratti dei dintorni di Vada e di Marina di Cecina ma ormai piuttosto generalizzate ovunque, con le attività antropiche: in primo luogo l'escavazione di inerti dagli alvei dei corsi d'acqua principali, ma anche la costruzione di dighe frangiflutti e degli stessi

pennelli costruiti con intenti protettivi e, infine, l'eccessiva frequentazione umana. Quest'ultima si estende non solo alla superficie delle spiagge vere e proprie ma anche alle dune retrostanti con effetti devastatori per il sottobosco e con pericoli d'incendi, ecc.

Gli interessi speculativi sul litorale sono tali che, pur essendo ben noto ormai quello che in assoluto non si dovrebbe fare, in continuazione si assiste a trasgressioni, non tutte abusive e comunque troppo spesso capaci di filtrare attraverso le incoerenze e le complicazioni delle leggi a tutela del territorio disponibili per le Autorità competenti in materia. Così vengono rinnovati i permessi per la presenza dei campeggi (spesso con le caratteristiche di vere e proprie <<baraccopoli>>) nelle aree dunari, così rimangono forti incertezze sulla stretta osservanza dei vincoli al prelievo di inerti dagli alvei fluviali, così in aree ex-palustri si continua a veder sorgere edifici che, a parte i pericoli connessi con le possibili risposte di quei territori alle sollecitazioni sismiche, contribuiscono alla <<cementazione>> del litorale con la conseguente svalutazione anche dal punto di vista turistico che invece dovrebbero incrementare. Ne deriva che tuti i litorali sabbiosi, le retrostanti dune e le aree ex-palustri vanno considerate aree a rischio idrogeologico, come gli alvei fluviali e le zone golenali.

Un'altra attività antropica capace di influire, direttamente o indirettamente, sui rischi di dissesto idrogeologico è quella di conduzione di cave di materiali lapidei, presenti quasi esclusivamente nelle zone montane, che sono poi fra quelle che abbisognano di maggiori tutele, come abbiamo visto in precedenza.

Ad eccezione dei Monti della Gherardesca tutte le altre zone montane della Provincia di Livorno presentano cave attive o abbandonate. Le prime sono particolarmente devastanti nei Monti Livornesi, in quelli di Campiglia M.ma e all'Isola d'Elba; delle seconde, oltre ad aver devastato ampiamente le località di cui sopra, si trovano tracce nelle «ferite» riscontrabili tuttora nei dintorni di Montioni, di Piombino e nell'asportazione di gran parte dell'Isola di Cerboli.

L'attività delle cave è soggetta solo a leggi di mercato non richiedendo nessuna produzione di materiali, tutti offerti belli e pronti dalla natura in milioni di anni della sua attività. Da ciò l'impegno morale di non eccessive liberalità nelle concessioni di sfruttamento e della specificazione di precisi vincoli e prescrizioni per le operazioni di restauro naturalistico-ambientale delle parti abbandonate. Queste operazioni, come si può notare anche in alcuni esempi locali nella zona di Monte Nero e di Montioni, sono tuttaltro che impossibili e andrebbero richieste e fatte eseguire agli stessi operatori man mano che sfruttano le cave e non a fine dei lavori quando vien meno la possibilità di togliere le concessioni se i ripristini non sono eseguiti in modo corretto.

Per concludere la Provincia di Livorno, nella sua varietà di conformazione geologica, malgrado la modestia delle dimensioni, può offrire una parte notevole degli approvvigionamenti idrici richiesti dalle moderne necessità civili, agricole e industriali della vita moderna. Ciò, se si prescinde dai bisogni della città di Livorno, dipendente da rifornimenti extraprovinciali fin dalla prima metà del secolo [1912], e se si espandono le aree di rifornimento idrico, sia pure di poco, oltre il territorio provinciale: Lago di S.Luce in provincia di Pisa, progettato lago sul Milia in provincia di Grosseto. Queste «espansioni» in territori extraprovinciali rientrano comunque nei limiti del già esistente Consorzio Intercomunale Gestione Risorse Idriche Val di Cornia (C.I.G.R.I.) e potrebbero, senza eccessive forzature geografiche, rientrare nell'area di gestione di un costituendo analogo consorzio riguardante la Bassa Val di Cecina, la Val di Fine e la Pianura di Rosignano Solvay – S.Vincenzo.

Per quanto visto in precedenza risulta indispensabile la rigorosa tutela idrogeologica delle aree montane sia perché contengono i serbatoi acquiferi (o comunque da esse provengono le acque che rimpinguono le falde di pianura), sia per mantenervi un buon assetto dei versanti; altrettanto vanno tenuti sotto osservazione, con l'impianto di opportuni monitoraggi, le falde delle pianure costiere dalle quali vanno estratte quantità d'acqua minori di quelle capaci di determinare l'avanzamento del cuneo salino nel sottosuolo.

La salvaguardia delle spiagge va ricercata principalmente nel ripristino degli apporti di materiale detritico dai corsi d'acqua più importanti (Cornia escluso, perché in passato non è mai giunto a portare ghiaia al mare deponendo negli ampi paduli e lagune prospicienti). Ma questa operazione non dipende certo da decisioni esclusive dell'Amministrazione Provinciale di Livorno che estende la sua gestione solo ai tronchi inferiori di questi corsi d'acqua. A questa Amministrazione, e ai comuni che rientrano nel suo territorio, spetta invece il compito della tutela delle aree di retrospiaggia nel senso di mantenere un piacevole assetto non troppo antropizzato – per non dire <<urbanizzato>> - negli stessi interessi del turismo. Altrettanto spetta a questi Enti la vigilanza sulle attività industriali ed agricole, indispensabili fonti di lavoro, di vita e di civiltà, quando siano gestite nell'ambito del rispetto delle qualità fondamentali dell'ambiente naturale che spetta al mondo scientifico di determinare e far conoscere".

La Provincia di Livorno ha curato, contemporaneamente al Seminario di Studio da cui ho tratte le pagine del paragrafo precedente, anche la pubblicazione dei risultati di quattro ricerche idrogeologiche indirizzate rispettivamente alle aree del Comune di Rosignano M.mo, delle valli del Fine e del Cecina, dell'Isola d'Elba e della Pianura di Venturina-Piombino. Si tratta di quattro lavori specialistici su un argomento «cruciale» quale, appunto, quello dei rifornimenti d'acqua in quattro aree di grande richiesta per usi civili, agricoli e industriali-turistici.

Dal riassunto della nota "*Idrogeologia del territorio del Comune di Rosignano M.mo*" di E.Bartoletti, R.Mazzanti, P.Squarci in Suppl. n° 1 Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, VI, 1986, traggo: "Lo schema idrogeologico del territorio comunale di Rosignano M.mo è così delineabile a partire dal basso:

- formazioni non affioranti:

a) acquifero regionale caratterizzato da porosità e permeabilità secondaria, costituito da rocce dello zoccolo cristallino regionale paleozoico (o più antico) e triassico e da formazioni carbonatiche mesozoiche, con circolazione di fluidi termali (circa 100°C);

- formazioni affioranti:

b) copertura praticamente impermeabile dell'acquifero regionale, costituita da formazioni a matrice prevalentemente argilloscistosa-marnosa (*acquicludi* e *acquitardi*) [cioè non contenenti o non facenti circolare acqua];

c) acquiferi compresi nella copertura b), caratterizzati da porosità e permeabilità secondaria (principalmente ofioiliti fratturate e brecce);

d) acquifero di limitata estensione caratterizzato da permeabilità mista (Calcare di Rosignano), immediatamente sovrastante il complesso impermeabile b) e alla base delle formazioni argillose impermeabili del Miocene Superiore e);

e) complesso argilloso praticamente impermeabile del Miocene Superiore e del Pliocene (acquicludo);

f) acquifero multistrato della pianura costiera [depositi olocenici e del Terrazzo II], caratterizzato da livelli a porosità e permeabilità primaria elevata, ai quali si intercalano livelli argillosi (acquicludi). Si tratta di sedimenti pleistocenici principalmente di origine marina;

g) acquifero nelle ghiaie alla base dei depositi fluviali (in genere limo-argillosi) che riempiono le paleovalli del Fiume Fine e dei suoi affluenti (Olocene).

Gli orizzonti d), f) e g) sono gli acquiferi maggiormente utilizzati con pozzi per vari usi. Sono pure utilizzate le acque delle sorgenti che emergono dagli acquiferi c).

I dati raccolti in un decennio di osservazioni consentono la valutazione delle potenzialità idriche utilizzabili sul territorio comunale: 3.200.000 m^3/anno per usi potabili, 1.800.000 m^3/anno per usi industriali, 1.500.000 m^3/anno per usi irrigui.

La valutazione della infiltrazione efficace nella zona della pianura costiera della parte meridionale del territorio comunale mette in evidenza la precarietà dell'equilibrio esistente tra prelievi e ricarica dell'acquifero, con il pericolo di richiamo di acque marine o salmastre negli acquiferi prossimi alla costa".

Dal paragrafo Bilancio idrico della Piana [cioè quella che si estende lungo il mare tra Vada e Donoratico] del volume "*Studio idrogeologico e geomorfologico dei bacini dei fiumi Cecina e Fine*" di G.Raggi e A.R.Bicchi, a cura delle Province di Livorno e di Pisa e dell'Università di Pisa (1985), traggo: "Con gli elementi acquisiti circa l'alimentazione delle falde, l'evapotraspirazione dalla pianura e le utilizzazioni in atto è possibile stabilire il bilancio idrico dell'acquifero riferito all'anno idrologico medio.

Sono quindi state stimate le disponibilità idriche globali ed ottenute indicazioni sul rapporto attuale fra ricarica e prelievi, riferito all'intero arco dell'anno, in modo da valutare anche il deflusso a mare delle acque dolci sotterranee che, con il loro carico, contrastano l'ingressione di acqua salata. E' da osservare tuttavia che le utilizzazioni per uso potabile ed agricolo raggiungono i massimi valori nei mesi estivi, quindi è importante verificare il bilancio riferito al periodo giugno-settembre, nel quale l'alimentazione è limitata sia per la scarsità delle piogge, sia per il ridotto apporto per via subalvea mentre l'evaporazione è intensa.

Il bilancio idrologico, riferito all'anno medio, viene espresso dalla seguente relazione:

$$P + R = E + Dm + Qt$$

in cui

P = afflusso meteorico sulla pianura costiera: 750 mm/anno medio, pari a 60 x 1.000.000 m^3 / anno

R = ravvenamento al subalveo del F.Cecina: 15 x 1.000.000 m^3 / anno

E = evapotraspirazione dalla pianura: 575 mm/anno, pari a 46 x 1.000.000 m^3 / anno

Dm = deflusso sotterraneo al mare

Qt = totale delle utilizzazioni: 22 x 1.000.000 m^3 / anno

Dal bilancio risulta che nell'anno idrologico medio defluiscono al mare, per via sotterranea, 7 x 1.000.000 m^3 di acqua dolce, valore estremamente basso…

Limitando il bilancio al periodo giugno-settembre, valutando l'infiltrazione efficace e il ravvenamento attraverso il subalveo complessivamente pari a 6 x 1.000.000 m^3, e le utilizzazioni così suddivise: uso agricolo = 7 x 1.000.000 m^3, uso industriale = 3 x 1.000.000 m^3, uso potabile = 2 x 1.000.000 m^3 per un totale di 12 x 1.000.000 m^3 , si evidenzia un deficit idrico di 6 x 1.000.000 m^3. Pertanto nel periodo estivo si verifica un sensibile abbassamento della superficie piezometrica [l'acqua per il principio dei vasi comunicanti nelle falde artesiane, o a pelo libero, tende a raggiungere questo livello, o superficie piezometrica, che è dato dal piano, che unisce i due punti-quota di entrata e di uscita] che porta ad una riduzione di carico di acqua dolce, a vantaggio dell'ingressione di acqua marina in falda.

Nella situazione attuale risulta evidente che non è possibile prevedere nuovi emungimenti dalle falde della pianura costiera, bensì è necessario ridurre i prelievi in una fascia della larghezza di 2 km dalla linea di costa, dove anche piccole depressioni della superficie piezometrica facilitano l'intrusione marina.

E' stato messo in evidenza che nei bacini dei fiumi Cecina e Fine mancano strutture idrogeologiche atte a costituire grosse riserve di acque sotterranee:

-Le rocce permeabili ed acquifere sono limitate a piccoli nuclei affioranti nella parte alta e mediana del corso del Cecina e sulle colline tra Riparbella e Santa Luce; le sorgenti che scaturiscono da tali modesti acquiferi sono già captate per uso potabile.

-I depositi alluvionali dei tratti intravallivi del F.Cecina e degli affluenti maggiori hanno generalmente modesto spessore ed una piccola permeabilità: la circolazione idrica subalvea è pertanto limitata e talora assente durante i periodi di maggiore siccità estiva. E' da ricordare inoltre che le escavazioni di ghiaie in alveo e fuori alveo hanno notevolmente ridotto il volume degli acquiferi alluvionali.

-Le falde della pianura costiera sono utilizzate al limite della loro potenzialità idrica, e ciò va a detrimento delle caratteristiche di potabilità delle acque, a causa dell'aumento del contenuto in cloruri.

-I caratteri idrologici del F.Cecina e dei suoi affluenti non permettono la derivazione delle acque direttamente dagli alvei; è stato messo in evidenza che il coefficiente di deflusso medio annuo è molto basso, le piene sono di durata molto breve, a queste seguono lunghi periodi di portata scarsissima ed in alcuni tratti il deflusso superficiale estivo viene a mancare. Questo vale in particolare per gli affluenti di destra, che attraversano terreni pressoché impermeabili; tra gli affluenti di sinistra solo il Pavone contribuisce con una modesta portata anche nel periodo estivo, essendo alimentato da numerose piccole sorgenti nella parte alta del corso".

Lo studio idrogeologico dell'Isola d'Elba è stato effettuato da A.Bencini, G.Pranzini, M.Giardi, B.M.Tacconi che ne danno relazione nel volume "*Le risorse idriche dell'Isola d'Elba*" (1986) a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze e della Provincia di Livorno. Dal Riassunto traggo: "Le fonti di approvvigionamento idrico attualmente disponibili per gli acquedotti elbani sono insufficienti a soddisfare le necessità dell'isola, notevolmente cresciute per l'eccezionale sviluppo turistico degli ultimi decenni.

Il problema delle risorse idriche è stato affrontato sotto due aspetti:

a) analisi delle fonti di approvvigionamento utilizzate, con lo scopo di fornire un quadro utile per la loro salvaguardia e gestione razionale;

b) definizione delle caratteristiche idrogeologiche dell'isola, elemento indispensabile per l'individuazione di nuove risorse.

Con i dati pluviometrici, idrometrici e termometrici è stato fatto il bilancio idrologico dell'Elba per conoscere i volumi d'acqua coinvolti annualmente.

Sono state censite 165 sorgenti ed eseguite due misure (ottobre 1982 e marzo 1983) di portata, di temperatura e di conducibilità elettrica.

La portata globale delle sorgenti, pari a circa il 2% delle precipitazioni, testimonia la bassa permeabilità della maggior parte delle rocce affioranti nell'isola. Le analisi chimiche delle acque di alcune sorgenti maggiormente rappresentative hanno consentito di distinguere gruppi con caratteristiche comuni, condizionate dalla litologia delle formazioni geologiche percolate e, in qualche caso, anche dalla contaminazione da parte dell'acqua di mare.

Sono state studiate in dettaglio le falde freatiche delle piane costiere di Marina di Campo, Portoferraio, lo Schiopparello, Mola, Porto Azzurro e Barbarossa. E' stato eseguito un rilievo geologico dei sedimenti alluvionali e ricostruito il sottosuolo dove c'erano dati litostratigrafici sufficienti.

In 452 pozzi sono state eseguite due misure freatiche e di conducibilità elettrica dell'acqua, una nella primavera e l'altra alla fine dell'estate, per ricostruire la morfologia della superficie freatica e la distribuzione della concentrazione salina nel periodo di falda alta e in quello di massima depressione.

Analisi chimiche delle acque di alcuni pozzi hanno consentito di imputare i più alti valori di conducibilità elettrica a contaminazione da parte dell'acqua marina.

In certi casi l'inquinamento è tanto spinto da superare ampiamente, per eccesso di cloruri, i limiti di potabilità per le acque emunte. Lo sfruttamento intenso di alcune falde, che costituiscono la principale risorsa dell'isola, impone interventi per la loro salvaguardia e gestione razionale, di cui vengono suggerite le linee generali.

E' stata redatta una carta delle permeabilità delle rocce affioranti nell'Elba, tenendo conto di vari elementi: litologia delle formazioni geologiche, densità del drenaggio superficiale, distribuzione e portata delle sorgenti, densità di fratturazione delle rocce. Questo documento, a nostro parere, costituisce l'indispensabile base per un programma di ricerca di nuove risorse idriche di sottosuolo. Sono state infine indicate le modalità generali per questa ricerca e suggerite alcune aree favorevoli".

I medesimi Autori, considerato che l'attuale rifornimento idrico dell'isola è offerto dalle falde delle pianure costiere ormai sovrasfruttate, segnalano la necessità di incrementare la produzione idrica con le acque di sottosuolo nelle rocce consolidate: "Abbiamo visto che la maggior parte delle formazioni geologiche presenti nell'Isola d'Elba hanno una permeabilità bassa. Come risulta anche

dal bilancio delle sorgenti, l'acqua che si infiltra nel sottosuolo è una piccola percentuale di quella di precipitazione. Ciò non ostante esiste la possibilità di ottenere buone portate da pozzi perforati nelle rocce consolidate, individuando i punti più idonei.

Già alcuni pozzi hanno fornito dei risultati positivi: a Rio Marina, al Cavo (miniera di Punta le Paffe) e a Porto Azzurro (S.Caterina) pozzi in calcari hanno fornito discrete portate, anche se nei primi due casi ci sono problemi di qualità dell'acqua. Anche un pozzo trivellato nei basalti di Monte Orzo (Portoferraio) pare avere ottenuto una buona portata. Alcuni degli stessi pozzi del Consorzio Acquedotti Elbani, situati nelle piane alluvionali di Marina di Campo, Marciana Marina e Mola, attingono acqua da rocce consolidate al di sotto dei depositi alluvionali. In questi casi, però, non si sa quanta acqua viene dal substrato roccioso e quanta dalle sabbie e ghiaie, dato che le finestrature sono aperte in corrispondenza di entrambi gli acquiferi.

La ricerca di acqua di sottosuolo nelle rocce consolidate è la strada più promettente per il reperimento di nuove risorse idriche nell'isola, anche in considerazione dello stato di sfruttamento spinto delle falde delle piane alluvionali ed i problemi di inquinamento salino che ne conseguono".

Infine traggo dalla premessa dello stesso lavoro: "Mentre la popolazione residente nell'Isola d'Elba si è mantenuta praticamente la stessa negli ultimi 20/30 anni (27.500 nel 1961, 28.256 nel 1984), l'afflusso turistico ha subìto uno sviluppo eccezionale. Il numero delle presenze turistiche giornaliere per anno, secondo i dati dell'Azienda Autonoma di Cura, Soggiorno e Turismo (ex Ente Valorizzazione Elba), risulta il seguente: anno 1954 = 44.591; anno 1966 = 328.575; anno 1983 = 2.398.227.

L'afflusso turistico, che comincia nei mesi di aprile e maggio e continua fino ad ottobre, si concentra particolarmente in luglio e agosto. La massima affluenza è stata valutata in 83.000 persone il 13/8/1982.

Nei mesi estivi, di conseguenza, la richiesta d'acqua subisce un forte aumento mettendo in crisi gli acquedotti comunali, le cui disponibilità idriche sono del tutto insufficienti.

La situazione è aggravata dal fatto che la maggiore quantità di acqua distribuita (circa l'80% del totale) proviene da falde acquifere situate nelle piccole piane costiere nelle quali i forti emungimenti estivi determinano tali abbassamenti del livello piezometrico da causare una consistente intrusione di acqua marina; ciò fa aumentare fortemente la salinità dell'acqua pompata dai pozzi, rendendola in molti casi non potabile.

Per la soluzione del grave problema idrico, vitale per l'economia elbana, è già in fase di progettazione [ormai è stato costruito e collaudato] un acquedotto sottomarino destinato a portare nell'isola acqua prelevata nel bacino del F.Cornia. Ci sono però alcune incertezze sull'effettiva disponibilità di risorse idriche in quell'area, considerate anche le esigenze della piana di Piombino, nella quale i forti emungimenti industriali delle falde stanno creando problemi di quantità e di qualità delle acque. Inoltre, dato il frazionamento della rete idrica dell'Elba, non è probabilmente conveniente utilizzare per l'intero territorio l'acqua portata dall'acquedotto sottomarino".

Nel 1995 usciva il Suppl. n. 2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, XIII con l'articolo di G.Ghezzi, R.Ghezzi, A.Muti "*Studio idrogeologico della Pianura di Piombino (Pianura del Fiume Cornia e Terrazzo S.Vincenzo – Palmentello)*" del quale riporto le conclusioni: "Il quadro idrogeologico conoscitivo è stato organicamente ricostruito e sintetizzato sulla base degli studi e dei lavori eseguiti in passato nel bacino del Cornia e delle indagini complementari realizzate negli ultimi anni. L'obbiettivo finale è stato quello di realizzare un modello idrogeologico integrato per la gestione della risorsa idrica locale.

Gli aspetti conclusivi che, a nostro avviso, è utile sottolineare si configurano come i principali problemi idrogeologici dell'area, che l'amministratore pubblico dovrà affrontare nel prossimo futuro nell'ottica della salvaguardia della risorsa idrica. I punti fondamentali sono i seguenti:

a. Il fabbisogno idrico dell'area è coperto per oltre il 90% del totale da prelievi a carico delle falde quaternarie della pianura, ed in particolare del sistema confinato. L'ordine di

grandezza del prelievo è attualmente di oltre 45.000.000 di m^3/anno, di cui 41.900.000 dalle falde confinate.

b. Si è evidenziato che, nell'area di studio, non esistono acquiferi sotterranei alternativi, potenzialmente in grado di alleggerire significativamente i prelievi a carico delle falde quaternarie. Infatti, a oneri gravosi di ricerca e perforazione (geofisica di dettaglio, studi della fratturazione, notevoli profondità di pozzo) si accompagnano basse probabilità di successo, anche nelle formazioni carbonatico-evaporitiche, potenzialmente a buona permeabilità. Inoltre, anche in caso di successo, le portate unitarie, prevedibili negli acquiferi pre-quaternari, sono di qualche l/s al massimo, con localizzazione puntuale della risorsa e quindi senza significativa possibilità di sviluppo di campi pozzi.
c. Non essendo possibile alleggerire i prelievi a carico della falda di pianura, è necessario intraprendere azioni finalizzate a mitigare alcune gravi tendenze in atto (estendersi delle aree a piezometria depressa sotto il livello marino, progressiva insalinazione delle falde soggette ad emungimento) ed a salvaguardare le aree in cui la risorsa è ancora di buona qualità.
d. Riguardo alle condizioni attuali della falda confinata, è stato evidenziato che è in atto da tempo una situazione deficitaria, causata da un volume di prelievi superiore alla riserva regolatrice. La situazione si è aggravata negli anni dal 1985 al 1990, a fronte di un sensibile calo di apporto pluviometrico efficace; attualmente è in netta ripresa anche se il persistere dell'eduzione di acqua salata dal mare indica che il bilancio dell'acquifero è ancora passivo.
e. Nella fascia centrale della pianura è presente una forte depressione piezometrica legata agli emungimenti: su oltre i 2/3 della pianura il livello della falda è sotto lo zero (l.m.) e in ampie zone è oltre 10 m sotto il livello del mare.
f. Di conseguenza, è in atto un processo di progressivo deterioramento qualitativo delle falde soggette a sfruttamento, dovuto a intrusione di acqua marina. Tale situazione non è esclusivamente dovuta al deficit idrico, essendosi fra l'altro instaurata in epoche in cui il rapporto ricarica/prelievi era paritario se non a favore della ricarica; essa è particolarmente aggravata dall'ubicazione dei massimi attingimenti in zone idrogeologicamente non ottimali, dove si creano e si allargano marcati coni di depressione interferenti fra di loro. L'attuale deficit contribuisce però all'aggravarsi della situazione, favorendo l'incremento dei cloruri nelle aree già interessate e l'allargamento del fenomeno ad aree non ancora contaminate. Dal punto di vista idrogeologico è invece ottimale l'ubicazione dei nuovi campi pozzi di Casalpiano.
g. Ciò nonostante, i nuovi progetti di prelievo che prevedono la sostituzione di parte dei pozzi attualmente in esercizio con i pozzi di Casalpiano e un modesto incremento del totale delle estrazioni (circa 70 l/s in più) non sembrerebbero comportare nessun beneficio. Anzi, le previsioni del modello idrogeologico indicano un possibile ulteriore peggioramento rispetto alla condizione attuale, che interesserebbe solo le zone già contaminate dall'intrusione marina, senza peraltro spingersi fino all'altezza dei nuovi campi pozzi. Le cause sono state identificate nell'arretramento verso l'interno della pianura dell'asse di drenaggio principale, che comporterebbe un aumento del richiamo di acqua di mare nei settori dove questo è già in atto, e nella riduzione dei flussi di acqua dolce da Nord verso Sud innescata dai nuovi prelievi ubicati più a monte.
h. Sono stati pertanto elaborati progetti di contenimento dei consumi e di ricarica artificiale delle falde onde opporsi all'aggravarsi della situazione. In base alle previsioni del modello si è osservato che le soluzioni devono essere articolate ed agire su più aspetti del problema tenendo conto della realtà idrogeologica complessiva del sistema.
i. Un notevole miglioramento si avrebbe dallo sfruttamento razionale e coordinato delle risorse idriche dell'Isola d'Elba che consentirebbe un alleggerimento dei prelievi dalle falde della Pianura del Cornia a beneficio del bilancio sotterraneo. Una valutazione preliminare delle possibilità dell'isola lascerebbe intendere che le risorse esistono, soprattutto negli

acquiferi calcarei della parte orientale. Il CIGRI ha già elaborato un programma per la loro valorizzazione".

Ancora nel Suppl. n. 2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno XIII (1995) si trova il saggio di S.Grassi, P.Squarci "*Idrotermalismo dei Monti di Campiglia M.ma (LI) e delle aree limitrofe*" del quale traggo il riassunto: "In questa nota vengono sintetizzati i risultati delle ricerche condotte dall'Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche del C.N.R. sui sistemi idrotermali dei Monti di Campiglia M.ma e delle aree limitrofe.

Le ricerche iniziarono nel 1984 con l'installazione di una stazione di misura in continuo della portata della principale sorgente del sistema, il Calidario, con osservazioni sul chimismo, la composizione isotopica e la temperatura delle acque erogate dalle emergenze termali.

Le principali emergenze sono caratterizzate da un chimismo tipico di una circolazione che si sviluppa entro formazioni carbonatico-evaporitiche, qui rappresentate dal Mesozoico della <<Serie Toscana>>. Le temperature variano, a seconda del punto di emergenza (o di misura nei pozzi) da 25 a 47° C circa. La portata complessiva media è di 320 l/s, minima 100 l/s, massima è 700 l/s.

Le osservazioni condotte in continuo nell'arco di tre anni mostrano una pratica costanza dei valori dei parametri chimici, isotopici e termici nonostante si verifichino importanti variazioni della portata.

La modellistica idrogeologica, congiuntamente alle altre osservazioni, indica che le acque derivano da circolazione locale che si innesta su un circuito di carattere regionale.

Osservazioni eseguite nella Pianura di Venturina hanno consentito di verificare l'esistenza di interazioni tra acque termali ed acquiferi alluvionali. E' stata messa in evidenza, negli acquiferi alluvionali, la presenza di Boro. Questo non deriva dal circuito idrotermale locale ma dall'infiltrazione di acque arricchite in questo elemento per aver circolato nel bacino geotermico boracifero di Larderello e portate in falda dal Fiume Cornia.

Sono state inoltre effettuate osservazioni prolungate nel tempo su una modesta scaturigine dalle vulcaniti di S.Vincenzo, dimostratesi di notevole interesse per la comprensione della circolazione idrica all'interno del corpo vulcanico".

L'Amministrazione della Provincia di Livorno, proponendo e curando i quattro studi idrogeologici di cui sopra rispettivamente ad Enti toscani e nazionali tra i maggiormente qualificati (le Università di Pisa e di Firenze, il Getas-Petrogeo e il CNR), attraverso la collaborazione del CIGRI, ha mostrato, negli anni Ottanta e Novanta, di avere imboccato l'unica via moderna e razionale per la gestione dello spinoso problema della fornitura di acque dolci, fattore indispensabile al progresso civile, agricolo e industriale. E, considerata la delicatezza di questo essenziale argomento, va ritenuto giusto l'affidamento, necessariamente in aree separate, a Enti diversi in modo da scoraggiare in partenza ogni critica sui risultati di questi studi che, nella previsione si rivelassero sgraditi, avrebbero potuto più facilmente prestarsi a contestazioni da parte delle utenze al momento della resa pubblica dei risultati. Effettivamente questi ultimi sono tutt'altro che incoraggianti, visto che gli emungimenti attuali delle falde delle pianure costiere (tra l'80 e il 90% del totale di quelle attualmente utilizzate) sono spesso ben al di sopra dei limiti imposti dal richiamo di acque marine, visto inoltre che non sono conosciute falde artesiane di profondità e che le condizioni climatiche nell'area della Provincia di Livorno e delle province contermini, dalle quali provengono i corsi d'acqua maggiori, sono state così schematizzate da F.Rapetti e S.Vittorini nelle brevi Considerazioni finali della loro "*Carta climatica della Toscana centro-meridionale e insulare*" (Pacini, 1994): "La Toscana centro-meridionale [cioè quella a Sud dell'Arno] è costituita per circa l'80% da colline; le pianure occupano circa il 14% del territorio, mentre la montagna, costituita dalle Colline Metallifere e dal complesso del M.Amiata, copre la parte restante. Nell'Arcipelago toscano, composto da sette isole principali, l'aspetto morfologico e altimetrico presenta caratteri assai differenziati, poiché, dalla totale assenza di elevazioni nell'isola di Pianosa,

si passa a morfologie accidentate e a rilievi di notevoli altitudini, come il M.Capanne (1018 m), nell'Elba occidentale.

La temperatura dell'aria, pur risentendo dell'orografia ed essendo mitigata dall'influsso del mare, è generalmente più elevata di quella della Toscana settentrionale. Infatti nella Laguna di Orbetello e nelle parti costiere delle isole la temperatura media annua supera i 16 °C. Il numero dei mesi freddi lungo le coste e nelle valli, per oltre la metà del territorio [certamente in percentuale ben maggiore della metà nel territorio della Provincia di Livorno], è nullo o uguale a uno. Il resto della regione, eccettuate le parti sommitali dei rilievi, in cui si possono raggiungere sei mesi, è interessato da 2-3 mesi freddi.

Le precipitazioni, che seguono l'andamento dei rilievi, assumono i massimi valori sulle Cornate di Gerfalco [dalle quali nasce il F.Cecina] e sul M.Amiata, dove tuttavia non si superano in media i 1500 mm annui. Nella parte collinare esse si attestano intorno agli 800 mm, mentre nelle valli sono comprese tra gli 800 e i 700 mm. Lungo la costa maremmana e nelle isole le piogge sono inferiori ai 600 mm; il minimo assoluto si registra nell'isola di Pianosa, con 406 mm annui.

L'aridità raggiunge quattro mesi aridi lungo la costa e cinque mesi nelle isole.

I tipi di clima umidi (A-B), definiti secondo il sistema di classificazione di Thornthwaite, sono circoscritti ai rilievi più elevati; nelle aree collinari prevale il tipo subumido (C_2), nelle pianure e lungo la costa [di nuovo la maggior parte della Provincia di Livorno] il tipo subarido (C_1) e in una ristretta fascia, compresa tra la foce dell'Ombrone e quella dell'Albegna, è presente il tipo semiarido (D). Questo tipo di clima è maggiormente diffuso nelle isole, limitatamente alle aree costiere".

Il confronto con i dati forniti, ancora da F.Rapetti e S.Vittorini (1994), nelle Considerazioni finali della loro "*Carta climatica della Toscana centro-settentrionale*" sarà chiarificatore della notevolissima differenza tra le condizioni climatiche (ovviamente alla base di quelle geoidrologiche) esistenti tra le "due Toscane": "La Toscana centro-settentrionale, nei suoi tratti morfologici fondamentali, presenta a nord un ambiente di montagna, costituito dalla Catena Appenninica principale e, a sud dell'allineamento Viareggio – Pistoia – Firenze – Arezzo, un ambiente collinare e planiziario. Oltre alla catena principale sono presenti sistemi montuosi più occidentali di minore importanza, come le Alpi Apuane, il Monte Pisano e il Pratomagno.

Il rilievo determina, con l'innesco di piogge di versante, una diversità pluviometrica molto accentuata tra la Toscana settentrionale, in cui si possono superare i 3000 mm di pioggia all'anno, e quella centrale, dove le piogge non superano mediamente i 900 mm annui.

Anche la temperatura dell'aria risente naturalmente dell'orografia, pur essendo mitigata dall'influsso del mare. Il numero dei mesi freddi raggiunge infatti il valore massimo nella stazione di Boscolungo (alto Appennino pistoiese) con 7 mesi all'anno, ma questo valore è limitato alle zone più elevate, non superando comunque gli 8 mesi, come si verifica al M.Cimone, che è la vetta più elevata dell'Appennino settentrionale. Nella media e bassa montagna tale numero decresce rapidamente, fino ad annullarsi lungo la costa e nelle valli principali. D'altra parte l'aridità, se confrontata ad esempio a quella della regione mediterranea francese, dove si possono raggiungere quattro mesi aridi all'anno, non è molto elevata, a causa delle precipitazioni pur sempre abbondanti. Sui rilievi maggiori l'aridità è assente, mentre nelle zone collinari e planiziarie si registra un mese arido e, solo nella fascia costiera, a sud di Migliarino Pisano, si possono verificare due o, al massimo, tre mesi aridi all'anno.

Tale andamento dell'aridità trova conferma nella distribuzione dei tipi di clima, definiti secondo il sistema di classificazione di Thornthwaite. Infatti i tipi di clima umidi (A-B) interessano le aree a nord dell'Arno, il Monte Pisano e i Monti del Chianti. Nelle aree collinari e nelle pianure prevale il tipo sub-umido (C_2) e, solo nella fascia costiera, a sud di Livorno, quello sub-arido (C_1)".

Da quanto sopra risulta evidente la felice intuizione, realizzata nel 1912 dal progetto Badaloni, di collegare l'approvvigionamento idrico di Livorno alle acque subalvee del Serchio, attraverso l'acquedotto di Filettole. Ciò superando antichi pregiudizî sulla potabilità delle acque fluviali subalvee, ma soprattutto associando l'approvvigionamento di Livorno alla molto più felice

condizione idrica della Toscana centro-settentrionale nei confronti di quella centro-meridionale nella quale la stessa città ovviamente è collocata.

Per quanto riguarda le necessità idriche di tutti gli altri Comuni della Provincia, i quattro studi sopra ricordati concordano nel presentare una situazione dei prelievi idrici già superiore alle possibilità di reintegri in non trascurabili aree delle pianure pleistocenico-oloceniche, progressivamente impregnate di acque saline, mentre le conoscenze attuali (attraverso pozzi e sondaggi geofisici) non permettono previsioni ottimistiche di rintracciare paleoalvei o livelli artesiani di notevoli consistenze. Se ne deve dedurre di essere al limite dello sfruttamento razionale.

La presente situazione richiede due tipi di interventi:

a - l'ottimizzazione degli acquedotti, sia sul controllo dei prelievi (ciò che in gran parte si sta facendo con le gestioni dei vari Consorzi, che dovranno essere sempre più intercomunicanti), sia con la riduzione delle perdite (fatto dispendioso ma tecnicamente possibile);

b – la costruzione di un notevole numero di invasi artificiali.

A quest'ultimo proposito per le valli del Fine e del Cecina esistono dei progetti di massima nel citato lavoro di G.Raggi e A.R.Bicchi per la costruzione di sbarramenti nel Botro del Gonnellino e nei torrenti Acquerta, Sterza, Trossa, Zambra, Fosci, Sellate e Pavone; altri sbarramenti ovviamente possono essere proposti per le valli di Cornia e di Milia.

Le conoscenze geologiche in tutte queste valli sono legate a rilevamenti di campagna in superficie e geofisici in profondità di esecuzioni recenti, molti eseguiti per le stesse Province di Livorno e di Pisa, secondo quanto esposto in precedenza; le conoscenze idrologiche generali esistono, le particolari possono venire recepite con delle appropriate apparecchiature: l'impresa non è impossibile!

Un resoconto dei lavori più interessanti sulla Geoidrologia nella Provincia di Livorno non può mancare di un accenno all'attività del Gruppo Speleologico Archeologico Livornese e, in modo particolare, alle belle note *"L'ambiente cavernicolo: aspetti ecologici e considerazioni sugli organismi che lo popolano"* , in Atti del 27° Corso di III livello SSI di Biospeleologia, a cura del livornese F.Serena (2002), e *"La zona speleologica del Massiccio del Monte Calvi. Primo contributo alla sua conoscenza*", pubblicata nel suppl. 2, Quad. Mus. St. Nat. Livorno, XIII, 1995, dalla livornese dott.ssa G.Cascone nella quale l'Autrice è riuscita ad illuminarci, con il suo genuino entusiasmo, anche le tenebre delle maggiori profondità delle grotte. Traggo da questo lavoro: "La parte maggiore delle grotte conosciute si apre negli affioramenti carbonatici mesozoici costituiti dal Calcare Massiccio e dal suo derivato termometamorfico, in presenza dei quali si riscontrano le forme classiche della dissoluzione carsica.

Solo due di esse fanno eccezione, aprendosi in rocce non propriamente carsificabili: «La Bucaccia» che si apre nella formazione oligocenica della Scaglia toscana e la «Buca del Bufalaio» il cui ingresso incide la formazione delle Radiolariti del Dominio Toscano del Giurese Superiore; entrambe comunque si sviluppano all'interno di formazioni carbonatiche che incontrano a pochi metri di profondità dall'ingresso e che ne hanno determinato la genesi.

Le morfologie superficiali più comuni nell'area sono ascrivibili ad un «carso coperto a denti e a blocchi», con evidenti piani di fratturazione che isolano ed evidenziano appunto «blocchi» di varie dimensioni di Calcare Massiccio. Localmente si scorgono depressioni doliniformi dalla forma piatta associata ad aree di assorbimento concentrato rappresentate da veri e propri inghiottitoi (es: area del Monte Calvi ove si aprono l'Abisso S. Vincenzo e la Buca del Cavallo).

Si parla di carso coperto in quanto, come si sa, l'area in studio presenta una copertura vegetale molto fitta che passa dalla macchia bassa alla macchia alta al vero e proprio bosco di leccio; massiccia è quindi anche la presenza di suolo vegetale.

Laddove la vegetazione si dirada (ad es. lungo la dorsale che dai Manienti corre attraverso la Scala Santa al Monte Calvi) siamo in presenza di un «carso coperto a strati e blocchi» o «a strati» con associate forme di «*lapiaz*» (campi solcati o «*Karrenfeld*») e «*grize*» imputabili a corrosione da

parte delle acque meteoriche; ove presente l'abbondanza di vegetazione arbustiva concorre alla formazione di frequenti e profonde solcature verticali riempite di materiale terrigeno.

Le microforme, scolpite sugli affioramenti calcarei, sono rappresentate per la maggior parte da <<fori di dissoluzione» e vaschette di corrosione (*Kamenitza*) di limitate dimensioni, per lo più prive di canalizzazioni, all'interno delle quali si impostano piccole colonie vegetali.

Gli ingressi delle grotte note sono generalmente ampi e ben visibili e immettono subito in ambienti verticali spesso direttamente comunicanti con il fondo della grotta; essi sono sempre impostati lungo piani di discontinuità tettonica.

Il carsismo profondo di quest'area si manifesta con la presenza costante di cavità ad andamento verticale, connesse all'esistenza di piani di frattura o superfici di faglia (ossia superfici di discontinuità di natura deformativa e non stratigrafica, anche in relazione alla pressoché assenza di giaciture prossime alla verticale): il risultato dell'azione dissolutrice delle acque lungo dette discontinuità, ha prodotto tratti verticali spesso contigui, chiamati pozzi, che mantengono un andamento costante lungo le direttrici principali e si approfondiscono secondo un susseguirsi monotono di salti interrotti da instabili terrazzi di frana.

E' quindi facilmente riconoscibile la matrice genetica dominante data dall'allargamento ad opera delle acque per normale percolazione lungo le fratture e da ingrandimenti delle stesse per crolli successivi.

Il risultato morfologico varia da pozzi dalle pareti vicine, e quindi di dimensioni contenute, a vere e proprie <<voragini>> durante la cui discesa è difficile per lo speleologo intravederne le pareti.

Gli ambienti tipici di queste grotte sono quindi i pozzi e le sale, che in genere costituiscono il fondo dei pozzi o si rinvengono alla base di qualche camino laterale: le loro dimensioni sono varie in funzione della grandezza dei vani verticali che le determinano.

La base di tutti i pozzi è sempre colma di materiale clastico autoctono di progressivo crollo e accumulo, frammisto a grandi quantità di deposito di materiale organico, spesso sede di diverse forme di vita animale: ciò a causa della frequente comunicazione del fondo della grotta con l'esterno. E' intuibile quindi come il vero <<fondo>> di queste grotte sia in realtà seppellito.

Non abbiamo mai incontrato tratti orizzontali di origine freatica né lungo piani di frattura né lungo giunti di strato, mentre visibili sono forme di erosione dovute all'avvenuto scorrimento idrico verticale.

Molto attivo è invece il processo di deposizione del carbonato di calcio ad opera delle acque di percolazione e stillicidio: nella maggior parte delle grotte infatti, già a pochi metri al di sotto dell'ingresso, si rinviene un consistente e diffuso concrezionamento, che a seconda dei casi può anche rivestire completamente le pareti dei pozzi mascherando le originarie morfologie dovute a scorrimento idrico. Per quanto riguarda il tipo di concrezioni esse sono imputabili sia a fenomeni di gocciolamento delle acque e loro caduta (stalattiti, tubolari, stalagmiti ecc.) e di capillarità (eccentriche) che di scorrimento con la formazione di numerose e consistenti colate dalle forme e dimensioni più varie. Una particolare attenzione è da rivolgersi alla presenza nella «Buca dei Grilli» e in minor misura nella «Buca del Serpente», di stalattiti macrocristalline e monocristalline. La Buca dei Grilli in particolare possiede degli ambienti definibili «unici» per la ricchezza e la varietà delle concrezioni presenti.

Da quanto descritto risulta chiaro come fondamentale sia stato il ruolo giocato dal controllo strutturale circa la genesi e l'evoluzione del fenomeno carsico. Da un'analisi dell'orientamento di circa 40 piani di discontinuità rilevati in prossimità degli ingressi e all'interno delle cavità, si nota la netta predominanza di direzioni preferenziali NE-SW e NW-SE.

Per quanto riguarda la predisposizione all'incarsimento di queste aree, se si esclude la potenza stratigrafica favorevole (bancata dell'ordine degli 80 cm in media), essa risulta ridimensionata sia dall'assetto giaciturale che dal fitto reticolo di fratturazione esistente; non ultimo dalle consistenti dimensioni cristalline del calcare e/o marmo.

La profondità massima raggiunta dalle grotte del Massiccio del Monte Calvi è data dagli sviluppi verticali rispettivamente di 190 m del «Pozzo la Ragnaia» e di 182 m dell'«Abisso S. Vincenzo».

La prima cavità si rivela più interessante grazie alla quota alla quale si apre l'ingresso (270 m s.l.m.): ciò ha permesso agli speleologi di raggiungere quota 87 m s.l.m., che rappresenta attualmente il punto più basso esplorabile del complesso carbonatico in studio.

Proprio questa grotta si rivela interessante dal punto di vista idrogeologico perché sede, al suo fondo, di un piccolo lago.

Questa presenza idrica rappresenta una particolarità per le grotte di questa zona: infatti tutte le cavità esplorate risultano interessate esclusivamente da stillicidio; unica eccezione è «La Bucaccia», grotta che però non appartiene geologicamente all'area di studio, non risiedendo nella formazione del Calcare Massiccio.

A proposito del «Pozzo la Ragnaia», le vicende ad esso collegate sono emblematiche riguardo alla tutela dell'ambiente in generale ed alle risorse idriche in particolare: cavità rinvenuta negli anni '70 durante la costruzione della strada che da Campiglia M.ma conduce alle cave di <<marmo rosa>>, fu quasi subito utilizzata come discarica.

In conseguenza a tale utilizzo, i tentativi di esplorazione e di documentazione si sono sempre arenati, per ovvie condizioni igieniche, all'altezza di un piccolo terrazzo a quota –90 m dall'ingresso, ove sosta buona parte dell'immondizia insensatamente gettatavi.

E' di questi giorni la nuova esplorazione condottavi dal nostro Gruppo Speleologico che ne ha rilevato finalmente il reale sviluppo: esplorazione che per puro caso non si è conclusa tragicamente per l'avvenuto scarico, il giorno 6/11/93, di materiale di ogni genere all'interno della grotta in concomitanza della presenza degli speleologi.

In riferimento alla circolazione idrica sotterranea regionale del complesso carbonatico in studio sappiamo che i livelli piezometrici della falda presente si attestano intorno ai 30/40 m s.l.m., a profondità quindi superiori rispetto al piccolo sifone sotterraneo rinvenuto nel Pozzo La Ragnaia (S.Grassi, P.Squarci, R.Celati, C.Calore, P.Perusini, L.Taffi "*Nuove conoscenze sul sistema idrotermale di Campiglia Marittima (Livorno)*" in Boll. Soc. Geol. It. CIX, 1990).

Riassumendo, dal punto di vista idrogeologico, nelle grotte conosciute siamo in presenza di circolazione idrica in senso gravitativo, dotata di potere dissolutivo-erosivo.

L'assenza di tratti suborizzontali non permette il depositarsi di sedimenti e alluvioni: essi sono presenti unicamente alla «Bucaccia», unica grotta di questa zona a possedere uno scorrimento idrico interno.

Tutte le grotte conosciute infatti, risultano interessate esclusivamente da stillicidio.

La genesi delle cavità avviene quindi in condizione vadosa, ossia nella zona di <<percolazione>> dei sistemi carsici, indicando, allo stato attuale delle conoscenze, come il processo carsico in atto sia in uno stadio giovanile. Oltretutto la percolazione è di tipo disperso: la fitta maglia di fratture e leptoclasi determina un debole effetto di concentrazione delle reazioni chimiche.

Le grotte-miniera costituiscono l'aspetto peculiare di questa area carsica suscitando, oltre al nostro, l'interesse degli studiosi di archeologia mineraria: queste cavità custodiscono infatti preziose testimonianze dell'attività estrattiva svolta in queste zone perlomeno sin dal periodo etrusco fino all'inizio di questo secolo sottolineando la stretta dipendenza, per lo sviluppo economico e culturale di questi luoghi, dell'uomo dalla natura.

La loro esplorazione e il loro studio risultano quindi più che mai carichi di fascino e generosi di emozioni.

Per quanto riguarda però le più conosciute ed in genere le più accessibili tra queste grotte-miniere, bisogna denunciare un livello di degrado preoccupante, determinato dalle ripetute «visite» ad opera di discutibili Gruppi Survival e di predatori di minerali che evidentemente non conoscono il motto degli speleologi: «Prendete solo fotografie, lasciate solo impronte di stivali, uccidete solo il tempo».

A tal proposito siamo convinti che solo una reale conoscenza dell'importante patrimonio storico-naturalistico presente in questo territorio può garantirne un'adeguata tutela.

Allo stato attuale delle nostre conoscenze, le caratteristiche principali delle grotte-miniera da noi esplorate risultano essere le seguenti:

- aprirsi, quasi esclusivamente, nel Calcare Massiccio;

- avere un ingresso naturale, o comunque sempre impostato lungo piani di discontinuità deformativi preesistenti alle opere di scavo antropico;
- avere altri ingressi realizzati dall'uomo a proprio servizio, di cui si riconoscono le fattezze artificiali, comunque impostati lungo linee di debolezza (giunti di strato, piani di frattura);
- avere i tratti verticali impostati su salti e pozzi naturali di varie profondità e ampiezza;
- avere i tratti orizzontali «scavati» secondo le naturali direttrici di discontinuità: le direzioni delle gallerie presentano lo stesso orientamento del *trend* principale di fratture misurato su superfici reali;
- intersecare spesso ambienti naturali, ossia vuoti carsici (da piccole sale a salti verticali anche di grosse dimensioni) che articolano l'andamento dei tratti artificiali;
- svilupparsi per buona parte all'interno dei giacimenti a *Skarn*, ove risultano ben evidenti le tracce degli attrezzi di scavo utilizzati, delle nicchie scavate per l'alloggio delle lampade ad olio e delle imposte degli assi di legno che costituivano l'incastellatura utile alla progressione nei pozzi;
- contenere sotto forma di muretti a secco e/o di «ripiene» i materiali di scarto che non venivano portati in superficie, ma accumulati in profondità;
- presentare corpi minerari pressoché monomineralici, con sviluppo centrifugo della cristallizzazione (aggregati fibroso-raggiati di hedembergite di dimensioni anche pluridecimetriche);
- presentare pareti più o meno intensamente colorate dalle patine di alterazione della malachite o della azzurrite;
- presentare le pareti e il pavimento dei vani intensamente concrezionati; spesso le concrezioni hanno assunto colorazioni sui toni del verde e dell'azzurro, molto probabilmente in relazione all'esistenza di ioni metallici derivanti dall'alterazione delle zone di ossidazione superficiale di depositi a solfuri di rame;
- la presenza di pisoliti di dimensioni anche millimetriche lungo le attuali nuove vie di scorrimento delle acque realizzatesi ad opera dell'uomo.

In generale lo sviluppo delle grotte-miniera conosciute è prevalentemente verticale, concordemente alle manifestazioni carsiche ipogee di quest'area, a testimonianza della loro «impostazione naturale»: i tratti orizzontali rappresentati da cunicoli e piccole gallerie sono invece stati scavati, in gran parte, dall'uomo.

Attualmente l'esempio più evidente di queste particolari morfologie ipogee è concentrato nell'area di «Poggio all'Aione»: situazioni analoghe sono comunque riscontrabili alle pendici meridionali del Monte Coronato, nella Valle in Lungo, nella Valle dei Manienti e nell'area del Monte Spinosa.

Lo studio delle morfologie ipogee di questa cavità, in considerazione dell'interferenza prodottasi tra l'opera antropica e il fenomeno carsico, è a tutt'oggi solo alle fasi iniziali e lascia aperti numerosi quesiti a cui nel tempo vorremmo dare ragionevoli risposte.

E' presumibile che la presenza all'interno della formazione carbonatica di «zone mineralizzate per sostituzione» (processo metasomatico) abbia interrotto la permeabilità congenita in questa formazione: questa ubicazione spaziale di livelli impermeabili ha svolto, molto probabilmente, un ruolo ben preciso nel condizionare il processo di incarsimento successivamente instauratosi. Sarebbe così possibile spiegare la coesistenza, in spazi ravvicinati e spesso contigui, di vuoti «artificiali» (prodotti dall'escavazione antropica) e di ambienti naturali.

Da quanto descritto risulta ancor più chiaro come questo progetto di ricerca richieda una stretta collaborazione, in campagna e a tavolino, tra studiosi di varie discipline: ciò per non incorrere in interpretazioni parziali e quindi non comprensive di tutti quei fenomeni, sia naturali che artificiali, che hanno condotto alle attuali configurazioni ipogee".

Dal libro curato da F.Serena traggo invece il paragrafo “Genesi delle grotte marine”, una piccolissima parte del suo articolo *“L’ambiente cavernicolo: aspetti ecologici e considerazioni sugli organismi che lo popolano*”. Alla mia attenzione di geomorfologo a lungo operante sulla fascia costiera non è sfuggita l’importanza di questo breve paragrafo riguardante la classificazione, ovviamente basata sull’origine, di quelle grotte che arricchiscono le fasce più strettamente litoraneee delle nostre falesie: “Una classificazione corretta delle grotte non può prescindere dalla definizione precisa della genesi, spesso però nell’ambiente marino si assiste a fenomeni che nel tempo si sommano cancellando le primarie forme genetiche.

Per classificare una grotta marina occorre definire non solo le sue dimensioni più o meno ampie che siano e la sua posizione rispetto al livello del mare, ma soprattutto le sue caratteristiche genetiche e litologiche. L’idea che una grotta marina si formi essenzialmente per erosione e cioè per effetto meccanico del moto ondoso è da rivedere completamente. Innanzi tutto, ad una certa profondità, il moto ondoso diventa nullo così come la potenza dell’onda diminuisce già pochi metri all’interno di una cavità. Pertanto, per definire i meccanismi genetici dello sviluppo delle grandi grotte marine è necessario suddividerle in funzione della litologia e delle formazioni in cui esse si creano. Le grandi grotte marine si possono formare in molti litotipi, principalmente nei carbonati, poi nei basalti, nelle colate laviche, ecc. In funzione quindi dei litotipi ospitanti i meccanismi di genesi e di evoluzione possono variare anche notevolmente. Un altro fenomeno da tenere in considerazione è l’innalzamento del livello eustatico che va a interessare una grotta formatasi ben al di sopra del livello del mare (Blue Holes, Bahamas). La corrosione chimica per miscelazione d’acqua meteorica con acqua marina agisce fondamentalmente negli ambienti carsici e trae la sua forza dall’elevata concentrazione di sali nell’ambiente, in tal caso si attiva un processo di magnificazione della carsificazione che determina un aumento della solubilità del carbonato di calcio. Tale fenomeno si avverte soprattutto, in ambienti non saturi, quando si ha una miscelazione d’acqua marina con una a basso contenuto di sali (acque meteoriche). Questa dissoluzione ipercarsica si sviluppa lungo la zona di contatto tra i due tipi di acque dando luogo ad un allargamento della porosità della roccia via via crescente fino alla formazione delle grandi cavità. La tipologia più specifica di questo meccanismo si riconosce lungo la costa al livello della superficie del mare ed è nota come <<solco di battente>>. Quest’ultimo quindi non è dovuto all’azione meccanica del mare bensì a fenomeni dissolutivi (Colantoni, *“Aspetti geomorfologici e genesi delle grotte sottomarine*” Pubbl. Staz. Zool. Napoli, XL, 1976). Detto questo si può tentare una classificazione semplificata, mentre per una trattazione più esauriente si rimanda al capitolo di P.Forti (mimeo) nell’articolo “*Meccanismi genetici ed evolutivi delle grotte marine*” all’interno del volume edito dal Ministero dell’Ambiente.

CAVITA’ PRIMARIE	ORIGINE VULCANICA
	ORIGINE SEDIMENTARIA
CAVITA’ SECONDARIE	DI CROLLO
	CARSICHE
	DI ABRASIONE MARINA
	DOVUTE AD ORGANISMI
	DI ORIGINE MISTA

LA PALETNOLOGIA

Desidero onorare con affetto la memoria del prof. Antonio Mario Radmilli, già ordinario di Paletnologia all’Università di Pisa, riportando le conclusioni del suo articolo “*L’interesse per l’Archeologia, l’evoluzione della cultura nel tempo*” pubblicato nel volume <<Studi sul territorio livornese>> a cura del Centro Livornese di Studi Archeologici: “Il trionfo dell’Uomo nella lotta per

l'esistenza sarebbe stato irrealizzabile senza la capacità di creare l'utensile; questa capacità è stata il risultato di prove e di errori, ma poi l'invenzione è stata trasmessa dalla prima generazione alla successiva: il progresso tecnologico non avrebbe avuto luogo se ogni generazione, là dove l'istinto non poteva supplire alle sue necessità, avesse dovuto iniziare da capo. Da ciò possiamo dedurre, anche se sussistono perplessità fra gli antropologi, che il linguaggio deve essere sorto ben presto e deve essere divenuto il mezzo più importante per la trasmissione delle scoperte, delle esperienze, del pensiero. In un secondo tempo, allorché l'Uomo fu capace di produrre il cibo, al linguaggio si aggiunse pure la scrittura che ebbe un ruolo non indifferente nella diffusione delle culture.

I centri propulsori del progresso si sono spostati entro larghi limiti geografici, mentre, nei millenni, andavano affermandosi lo stadio culturale dei popoli cacciatori e raccoglitori del Paleolitico, lo stadio dei popoli agricoltori e allevatori del Neolitico e lo stadio dei popoli che avevano scoperto la metallotecnica.

Ogni stadio culturale è caratterizzato da un certo numero di scoperte fondamentali, alle quali ha fatto seguito una serie di perfezionamenti che hanno dato origine a diverse culture e impresso un ritmo accelerato, nel tempo, al progresso.

Come è ovvio, più andiamo a ritroso nel tempo, meno ricco risulta il bagaglio culturale dell'Umanità, sino ad arrivare al fabbricatore del ciottolo scheggiato che ha continuato, con una monotonia inconcepibile per la nostra mentalità moderna, a fabbricare sempre lo stesso strumento per un milione e forse più di anni. Per 800.000 anni l'Uomo ha continuato a lavorare i bifacciali ed i materiali su scheggia che fanno parte delle industrie abbevilliana, acheuleana, clactoniana e, da ultimo, l'industria levalloisiana; 100.000 anni circa è durata l'industria musteriana; 30.000 anni ha impiegato l'Uomo del Paleolitico Superiore prima di essere capace di produrre il cibo; 6.000 anni è la durata del Neolitico, 3.000 quella dello stadio dei metalli, circa 1.000 anni quella della civiltà romana".

Per la presente raccolta antologica ho la fortuna di disporre della nota, della prof.ssa Renata Grifoni Cremonesi dell'Università di Pisa, "*Gli antecedenti*" del volume «Dal Bronzo al Ferro. Il II millennio a.C. nella Toscana centro-occidentale», edito nel 1997 a cura di A.Zanini; un lavoro sintetico per quanto possibile in un campo di studi molto ampio, tanto più che è rivolto principalmente in prevalenza all'area della Provincia di Livorno: "Si è già rilevato altre volte (R.Grifoni Cremonesi "*La successione delle frequentazioni umane a Coltano nella preistoria*" in «Terre e paduli», 1986; R.Grifoni Cremonesi, C.Tozzi "*Gli insediamenti dal Paleolitico all'Età del Bronzo*" in «La Pianura di Pisa e i rilievi contermini – la natura e la storia», Mem. Soc. Geogr. It. L, a cura di R.Mazzanti, 1994), come la storia delle frequentazioni nel territorio della Toscana nord-occidentale durante la preistoria sia legata a una serie di fattori diversi e tra loro collegati, quali il condizionamento dovuto alla natura stessa del territorio, caratterizzato da rilievi assai vicini a una stretta pianura costiera acquitrinosa che ha subìto complesse vicende quali fenomeni di subsidenza, trasgressioni e regressioni marine (R.Mazzanti e A.Rau "*La Geologia*" in «La Pianura di Pisa e i rilievi contermini»,1994, cit.), per cui l'individuazione di siti preistorici era ed è tuttora difficile, dati anche i fenomeni di intensa urbanizzazione. Va tenuto anche conto delle diverse metodologie di ricerca succedutesi dalla seconda metà dell'800, quando era privilegiata la ricerca nelle grotte per ottenere una sequenza diacronica delle culture in un'area definita, mentre oggi si tende piuttosto a ricercare i nessi tra i modelli socio-economici delle comunità preistoriche e le condizioni ambientali e si analizzano soprattutto gli abitati nell'ambito dei territori.

Negli ultimi anni si è avuta infatti una intensificazione delle ricerche sistematiche di superficie ad opera di vari studiosi coadiuvati da gruppi locali, ricerche da cui è emerso un quadro abbastanza ampio della preistoria, dal Paleolitico Inferiore all'Età del Bronzo, anche in aree prima quasi ignorate, quali le dune costiere e i terrazzi del Livornese. I rinvenimenti effettuati soprattutto dal Gruppo Archeologico Pisano in collaborazione con l'Università di Pisa (Dipartimento di Scienze Archeologiche e Dipartimento di Scienze Storiche del Mondo Antico) e da collaboratori del Museo di Storia Naturale di Livorno hanno permesso di tracciare un quadro abbastanza chiaro della

successione delle culture preistoriche, quadro che, assieme ai dati delle ricerche nelle grotte e nei ripari del Monte Pisano e della Versilia e ai rinvenimenti del Livornese, è oggi soddisfacente e rappresenta una buona base per le ricerche future.

Per quanto riguarda il territorio pisano-livornese, le frequentazioni più antiche risalgono al Paleolitico Inferiore con le industrie dell'*Homo erectus* , presenti sulle Colline Livornesi [A.Sarti, P.Stoduti "*Stazione litica riferibile alla Pebble Culture scoperta nel Livornese*" in Atti XXIII Riun. Sci. Ist. It. Preist. Protost. 7-9/5/1980 e, in Provincia di Livorno a Bibbona, al tetto della Formazione di Bibbona, si veda A.Galiberti "*Industria tipo «Pebbe Culture» nella zona di Bibbona (Livorno)"* Riv. Sc. Preist., XXIX, 1974]. Qui infatti sono stati rinvenuti resti della *Pebble Culture* (cultura su ciottolo) che testimoniano il più antico apparire delle industrie umane in Europa; nel Livornese sono state rinvenute anche industrie con strumenti bifacciali e schegge di tecnica clactoniana, databili a una fase antica della glaciazione rissiana [P.Stoduti "*Il Paleolitico del Territorio Livornese*" in «Studi sul Territorio Livornese», Centro Livornese di Studi archeologici, 1982]. Più abbondanti sono i resti del Paleolitico Medio lasciati dall'Uomo di Neanderthal (*Homo Sapiens neanderthalensis*) nell'interglaciale Riss-Würm e nel glaciale Würm I e II sia sulle sabbie dell'Isola di Coltano e a Massaciuccoli che sulle Colline Livornesi [per queste ultime si veda in P.Stoduti "*Un giacimento del Paleolitico medio scoperto nella valle del torrente Popogna, presso Livorno*" Riv. Sc. Preist., XVIII, 1963 e in C.Tozzi "*La stazione del Paleolitico inferiore e medio di M.Burrone (Livorno)*" in «Studi sul Territorio Livornese», 1982]. Si tratta soprattutto di raccolte di superficie che indicano una intensa frequentazione del territorio, ma non danno indicazioni su eventuali modalità di insediamento o precisi inquadramenti culturali, anche se è possibile, in base all'analisi tipologica dei manufatti, distinguere gruppi differenti di industrie musteriane che, secondo le serie stratigrafiche delle grotte delle Apuane, si possono datare tra i 50.000 e 40.000 anni fa circa.

Le culture del Paleolitico Superiore, succedutesi tra l'interstadio Würm II-III e la fine della glaciazione würmiana, tra i 35.000 e i 10.000 anni da oggi sono ben documentate sia a Coltano che a Massaciuccoli, nel Livornese, e in due grotte del Monte Pisano. Si hanno infatti testimonianze del Paleolitico Superiore arcaico (35-32.000 anni fa circa), dell'Aurignaziano (33-28.000 circa) e del Gravettiano (28.000 circa). Più abbondanti sono i rinvenimenti dell'Epigravettiano, che è stato trovato sulle sabbie di Coltano, nella Grotta del Leone di Agnano e in vari siti del Livornese. A Coltano le industrie sono state raccolte in varie località (F.Sammartino "*Nuovi ritrovamenti del Neolitico e della prima età dei metalli nel territorio livornese*" in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., XCIII, 1986) e in particolare a Castagnolo Nord sono stati rinvenuti 973 manufatti dell'Epigravettiano finale concentrati in un'area ristretta (R.Grifoni Cremonesi, C.Tozzi, 1994 cit.). Sono rari finora nell'areale in esame i resti attribuibili al Mesolitico, a quegli aspetti cioè che riguardano gli ultimi gruppi di cacciatori e raccoglitori dell'Olocene antico, e che hanno comportato sia modificazioni nelle industrie, caratterizzate da un accentuato microlitismo, che mutamenti nel modo di vita. Si assiste ora ad un fenomeno di maggiore sedentarizzazione dei gruppi umani con intenso sfruttamento delle risorse di territori definiti e un'economia in cui alla caccia si aggiunge un notevole sviluppo della raccolta, della pesca e della caccia ai piccoli animali, specializzazione dovuta alla scomparsa, nel Tardiglaciale, dei grandi mammiferi di branco che erano alla base del sostentamento dei cacciatori paleolitici. In Toscana gruppi mesolitici si insediarono lungo le rive di laghi e paludi e sfruttarono anche le risorse delle aree montane ormai libere dai ghiacci (P.Biagi, L.Castelletti, M.Cremaschi, B.Sala, C.Tozzi "*Popolazione e territorio nell'Appennino tosco-emiliano nel tratto centrale del bacino del Po, tra il IX e il V millennio*" in Emilia Preromana, VIII, 1980). Siti con industrie mesolitiche sono stati segnalati da F.Sammartino sulle Colline Livornesi.

Per quanto concerne il Neolitico, le prime manifestazioni sul versante medio e alto tirrenico appartengono alla grande corrente culturale della ceramica impressa a decoro cardiale che caratterizza i paesi del Mediterraneo occidentale e che giunge agli inizi del V millennio. L'intensificarsi delle ricerche negli ultimi anni ha mostrato un popolamento di tutta la regione tosco-laziale agli inizi del Neolitico molto più intenso di quanto non facessero supporre gli scarsi

resti noti fino agli anni Settanta (R.Grifoni Cremonesi "*Il Neolitico della Toscana e dell'Umbria*" in Atti XXVI Riun. Sci. Ist. It. Preist, Protost,1987, "*Il Neolitico dell'Italia centrale e in Sardegna*" in <<Manuale di Preistoria>>, a cura di A.Guidi-M.Piperno, 1992; R.Grifoni Cremonesi, G.Calvi Rezia "*La ceramica impressa medio tirrenica*" in <<La ceramica preistorica in Toscana>>, a cura di F.Martini-P.Pallecchi-L.Sarti, 1996; M.A.Fugazzola Delpino "*Il Neolitico del Lazio settentrionale*" in Atti XXVI Riun. Sci. Ist. It. Preist. Protost., 1987): si conoscono infatti oggi vari insediamenti lungo le valli fluviali, nella fascia costiera e subcostiera e nelle isole dell'Arcipelago Toscano. Questo tipo di distribuzione dei siti va messo senz'altro in relazione con i rapporti intercorsi con la regione tosco-laziale e le isole tirreniche, rapporti collegati alla circolazione di materie prime, fra cui di primaria importanza l'ossidiana, cioè il vetro vulcanico che si trova a Lipari, a Palmarola e al Monte Arci in Sardegna. Il sito di Pianosa, con ceramiche di tipo sardo e corso, e quello dell'Isola del Giglio, con ceramiche anche di tipo meridionale, potrebbero indicare le due rotte <<commerciali>> più importanti, cioè quella Sardegna/Corsica/Pianosa/costa toscana e quella Lipari/Palmarola/Giglio/costa toscana, legate alle fonti di ossidiana (G.Bigazzi, G.Radi "*Datazione con le tracce di fissione per l'identificazione della provenienza dei manufatti di ossidiana*" in Riv. Sc. Preist., XXXVI, 1990).

Sul cordone di dune tra Pisa e Livorno e sui terrazzi del Livornese sono state infatti rinvenute concentrazioni di ossidiane, più o meno abbondanti, che hanno fornito alcune centinaia di manufatti, tra cui vari strumenti attribuibili al Neolitico antico (trapezi, troncature, punte a doppio dorso). A Podere Uliveto presso Livorno esiste una vera e propria zona di lavorazione della materia prima e l'analisi delle tracce di fissione per determinarne la provenienza ha evidenziato che sono presenti in questi siti ossidiane di tutte e tre le isole citate [F.Sammartino "*Nuovi ritrovamenti del Neolitico e della prima età dei metalli nel territorio livornese*", Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. XCIII, 1986].

La presenza di ceramiche, elementi di falcetti in selce, macine e accette in pietra levigata in aree ristrette a Coltano fa supporre la presenza di insediamenti di genti che praticavano l'agricoltura e probabilmente ricevevano l'ossidiana, ancora in parte grezza, dai siti insulari per smistarla poi verso l'interno. Il Neolitico antico è testimoniato da pochi frammenti alla base della serie stratigrafica del Riparo La Romita di Asciano (T.Di Fraia "*I livelli dell'età dei metalli*" ,1996), situato ad un livello di poco sopraelevato sulla pianura alluvionale, sulla via pedemontana alla base del Monte Pisano. Questo riparo (R.Peroni "*La Romita di Asciano (Pisa). Riparo sotto roccia utilizzato dall'età neolitica alla barbarica*" in Bull. Palet. It. n.s. XIV,1962-63) rappresenta la più completa serie stratigrafica, assieme a quella del Riparo dell'Ambra a Camaiore (D.Cocchi Genick "*Il Riparo dell'Ambra. Una successione stratigrafica dal Neolitico tardo al Bronzo finale*" Massarosa, 1986), per la ricostruzione delle successioni culturali dal Neolitico all'età storica nella Toscana nord-occidentale; ai pochi frammenti di ceramiche impresse che testimoniano una breve frequentazione del riparo, seguono livelli con ceramiche attribuibili alla corrente della ceramica a linee incise che subentra, in tutto l'areale tosco-laziale, alle ceramiche impresse verso i 6.000 anni da oggi. I nuclei principali appaiono per ora concentrati nella Toscana nord-occidentale, nel Senese e nell'alto Lazio, con caratteristiche differenti, dovute forse anche al fatto che nel Pisano e a Firenze si hanno siti di abitato o almeno di frequentazione, mentre nel Senese e nel Lazio si conoscono soprattutto grotte funerarie e sono ancora inediti i dati sugli insediamenti (R.Grifoni Cremonesi "*La ceramica lineare*" in «La ceramica preistorica in Toscana» (cit.). Materiali di questa cultura sono stati rinvenuti nel livello inferiore dell'insediamento di Poggio di Mezzo a San Rossore, situato sulla duna di sabbia incoerente giallastra a quota 10 m s.l.m. e datato a 5850+/-60 b.p., e sembrano avere meno addentellati con l'area emiliana piuttosto che con quella senese-laziale (C.Tozzi "*San Rossore*" in «La ceramica preistorica in Toscana» (cit.). Altri dati potranno venire dallo studio, ancora in corso, di una struttura di abitato in località Casa Querciolaia, sita alla periferia di Livorno che ha restituito, oltre scarse ceramiche, abbondante industria litica e frammenti di anelloni di pietra, che possono indicare diverse provenienze di materia prima e quindi chiarire eventuali contatti fra gruppi diversi.

I livelli superiori di Poggio di Mezzo hanno dato maggiori elementi per l'inquadramento dei momenti successivi del Neolitico, che si presentano nel territorio toscano con una situazione piuttosto complessa: alla ceramica a linee incise seguono aspetti di derivazione occidentale, a forte componente delle culture di Chassey-Lagozza, cui si intrecciano anche elementi della cultura meridionale di Diana, dando origine a facies particolari del Neolitico tardo e finale (G.Cremonesi "*La Grotta dei Piccioni di Bolognano nel quadro delle culture dal Neolitico all'Età del Bronzo in Abruzzo*" Pisa, 1976; B. Bagolini, L.H.Barfield, G.Cremonesi "*La fine del Neolitico*" in Atti XX Riun. Sc. Ist. It. Preist. Protost., 1987). Nel Pisano esistono vari siti relativi a questo periodo e vari insediamenti sono lungo la costa e nella zona fiorentina. La complessità degli intrecci culturali del momento finale del Neolitico è evidente nei focolari superiori di Poggio di Mezzo datati a 5150+/-80 dal presente dove, accanto a una forte componente lagozziana, compaiono tipi che richiamano la cultura di Diana e ambienti contemporanei dell'area centro adriatica e in particolare assume una certa importanza il trattamento delle superfici dei vasi, con superfici ruvide e irregolari, caratteristico dei momenti tardi della cultura di Ripoli (G.Calvi Rezia, D.Cocchi Genik, R.Grifoni Cremonesi, G.Radi, L.Sarti "*Il Neolitico tardo finale*" in «La ceramica preistorica in Toscana» (cit.). E' possibile che il cordone di dune tra Pisa e Livorno costituisse una specie di via di transito per i gruppi che si spostavano lungo la costa e che comunque frequentavano anche la zona pedemontana dove probabilmente erano i villaggi stabili e dove le grotte, come quella del Leone, vennero adibite a luoghi di culti (G.D'Eugenio "*Revisione ed inquadramento dei materiali della Grotta del Leone (Pisa)*", in Rass. Archeol. Piomb., IX,1990; G.Radi "*Riparo la Romita di Asciano*" in «L'età dei metalli nella Toscana nord-occidentale» a cura di D.Cocchi Genick – R.Grifoni Cremonesi, 1985).

All'ambito Chassey-Lagozza sono da ricondurre alcuni elementi dell'industria litica rinvenuta a La Puzzolente (tra cui cuspidi a tranciante trasversale, due anche in ossidiana) che testimoniano la presenza di questo aspetto anche nel Livornese (F.Sammartino "*Insediamenti neolitici e della prima età dei metalli in località La Puzzolente (Livorno). Un'officina per la lavorazione della steatite*"in Rass. Archeol. Piomb., IX,1990).

Alla relativa scarsità di dati per il Neolitico si contrappone la documentazione più ricca e varia delle culture eneolitiche, caratterizzate dalla presenza del rame, dalle sepolture collettive in grotticelle artificiali e dall'abbondanza di cuspidi di freccia e armi in pietra levigata, che attestano un più intenso popolamento della regione durante il III millennio a.C.

L'Eneolitico in Toscana (D.Cocchi Genick "*L'Italia centrale*" in Atti Viareggio, 1996; D.Cocchi Genick, R.Grifoni Cremonesi "*L'età dei metalli nella Toscana nord-occidentale*" (a cura di) Pisa, 1985; D.Cocchi Genick, R.Grifoni Cremonesi "*L'età del rame in Toscana*" (a cura di) Massarosa, 1989) è conosciuto soprattutto da una serie di grotte e grotticelle funerarie, in cui è possibile distinguere alcune varianti di un rituale funebre, peraltro sostanzialmente omogeneo. Mentre nella Toscana meridionale fiorisce la cultura di Rinaldone, con le tipiche tombe a grotticella artificiale, nella Toscana centrale e nella zona delle Colline Metallifere si hanno tombe a fossa, con corredi in genere più ricche di armi litiche e metalliche, e nella Toscana nord-occidentale prevale l'uso dei crepacci e delle grotte naturali per seppellire i cadaveri. Questi ultimi si rinvengono in genere in ammassi caotici di ossa, dovuti a deposizioni successive e, salvo casi rari, come quello di Grotta dell'Inferno a Vecchiano (D.Cocchi Genick, M.Ceccanti, G.Fornaciari "*La Grotta dell'Inferno di Vecchiano (Pisa)*" in Archivio per l'Antropologia e l'Etnologia, 1982) non si hanno deposizioni singole. Casi peculiari sono quelli della Buca di Fondineto a Massarosa, dove resti umani erano protetti da un muro di sassi, e quello della Buca delle Fate Nord, dove due crani erano deposti in un anfratto ai lati di un vaso capovolto, assieme ad alcune ossa lunghe (G.Fornaciari "*I risultati dei saggi di scavo condotti in alcune grotte a Piano di Mommio nella bassa Versilia*" in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., LXXXIV, 1977).

Mancano quasi del tutto i dati relativi agli insediamenti, se si eccettuano alcune grotte e ripari più ampi, che sono però da interpretarsi più come sedi di frequentazioni occasionali che di abitazione

vera e propria (A.Amadei, R.Grifoni Cremonesi "*La Grotta all'Onda. Revisione ed inquadramento dei materiali*" in Rass. Archeol. Piomb., VI, 1987; D.Cocchi Genick, 1986 *cit*.).

Oltre che dalle grotte, qualche elemento nuovo è emerso dalle ricerche a Coltano, dove la documentazione per l'inizio dell'età dei metalli, con la presenza in tutta l'area di cuspidi di freccia e di alcune ceramiche con superfici a spazzola, testimonia come anche la fascia delle dune rientri in quel momento di intensa frequentazione di tutto il territorio che è appunto l'Eneolitico.

Nonostante si conoscano quasi solo le sepolture e poco gli insediamenti, è tuttavia possibile distinguere nell'Eneolitico toscano diversi aspetti, corrispondenti grosso modo a territori, che si integrano a vicenda ma di cui non è agevole cogliere i rapporti reciproci. Si possono distinguere il gruppo delle sepolture in caverne naturali e anfratti della Toscana nord-occidentale (facies di Vecchiano), del Grossetano e dell'Elba, quello delle tombe a fosse e quello delle grotticelle artificiali della Toscana meridionale (D.Cocchi Genick, R.Grifoni Cremonesi 1989, cit.). Alcune grotte e ampi ripari in Versilia e nel senese sembrano essere stati adibiti a frequentazioni occasionali; solo con la fine dell'Eneolitico e l'arrivo del vaso Campaniforme si hanno infine veri e propri villaggi, individuati presso Firenze (L.Sarti in "*Sites at Sesto Fiorentino near Florence (Italy)*", British Archaeological Report International Series, 1987).

In alcuni complessi della Toscana nord-occidentale si può cogliere il collegamento con la tradizione neolitica, dato da alcuni elementi di tradizione lagozziana rinvenuti nelle grotte adibite a sepolture collettive, ai quali si associano le ceramiche decorate a spazzola, caratteristiche delle facies di abitato nell'Eneolitico dell'Italia centro-meridionale. Altre decorazioni sono quelle ottenute con tacche e ditate, cordoni applicati; gli elementi di presa sono ridotti a prese e bugne forate.

L'industria litica consiste in cuspidi di freccia, in genere più piccole e meno regolari di quelle rinaldoniane o dell'area padana, in punte di giavellotto, rare semilune. Gli oggetti di ornamento, abbastanza numerosi, sono grani di collana in marmo, calcare, steatite, osso, conchiglie forate, *dentalium*, bottoni e piastrine in conchiglia, pendagli in pietra, osso, conchiglia.

Il metallo, relativamente abbondante, è rappresentato da pugnali e asce in rame, un'armilla e punteruoli, sempre in rame.

Ci mancano tuttavia i rapporti tra resti umani e oggetti di corredo e frequentemente abbiamo complessi di materiali che possono essere attribuiti a più momenti nell'ambito dell'Eneolitico. Una datazione si ha dal livello 10 della Romita (4250+/-115 dal presente) ed è una data che trova corrispondenze con quelle di altri siti italiani di una fase avanzata dell'Eneolitico. Per molti altri giacimenti non sappiamo bene se si è in presenza di deposizioni effettuate in momenti diversi o se tutti i complessi noti non facciano parte di un unico aspetto legato all'area padana e provenzale, ma del quale non possiamo ancora definire il processo storico e del quale ci mancano i dati socio economici (D.Cocchi Genick, R.Grifoni Cremonesi 1985, 1989, cit.).

Nella Toscana nord-occidentale è possibile comunque cogliere un'evoluzione dell'Eneolitico, con graduale comparsa delle ceramiche a superfici scabre e dei manufatti in metallo, fino all'apparizione di elementi campaniformi.

Si tratta quindi di un mondo che si sviluppa e articola in vario modo nell'arco del III millennio a.C. e i cui rapporti con le altre aree culturali sono connessi con i particolari ambienti geografici. Infatti la Toscana nord-occidentale ha più stretti rapporti con l'ambiente ligure provenzale e con la Valpadana: un importante area di collegamento con queste regioni è costituita dall'eccezionale concentrazione di statue stele nella Lunigiana in cui la valle del Fiume Magra è di estrema importanza per i collegamenti in Toscana, Liguria e Valpadana. Pochi elementi, che richiamano la cultura di Rinaldone, sono presenti soprattutto alla Grotta del Leone (G.D'Eugenio 1990, cit.).

L'intenso popolamento della Toscana durante l'età del rame ha fatto più volte avanzare l'ipotesi che esso fosse dovuto alla ricchezza mineraria della regione e collegato quindi con la ricerca dei minerali e con attività estrattive.

Purtroppo in Italia abbiamo scarsi dati per quanto riguarda l'estrazione dei metalli: tracce di antiche miniere di rame erano a Libiola presso Sestri Levante, dove nel secolo scorso furono

rinvenuti strumenti in pietra e legno (un piccone in legno è stato recentemente datato col ^{14}C a 2540+/-90 a.C.) (R.Maggi, A.Del Lucchese "*Aspects of the Copper Age in Liguria*" Rass. Archeol. Piomb., VII, 1988). Si hanno poi cenni su tracce di antiche miniere o rinvenimenti di manufatti in rame a Monte Loreto in Liguria, a Montauto presso Arezzo e a Cugnano a Massa M.ma. Cunicoli che seguivano i filoni di cinabro erano nelle miniere di mercurio del Monte Amiata e anche in essi furono rinvenuti strumenti da miniera (R.Grifoni Cremonesi "*Revisione e studio dei materiali preistorici della Toscana*" in Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., LXXXVIII, 1971). Purtroppo non si hanno altre prove dirette, ma che l'attività mineraria fosse ampiamente esplicata è arguibile, almeno per la Toscana, dall'alto numero di asce e pugnali in rame rinvenuti in tutto il territorio regionale e particolarmente nelle zone minerarie (D.Cocchi Genick, R.Grifoni Cremonesi 1989, cit.). La Toscana offriva infatti una discreta quantità di minerali, in particolare rame e antimonio, e si possono notare grosse concentrazioni nel Massiccio Apuano, nelle Colline Metallifere, nella zona di Massa M.ma e Gavorrano fino al Fiume Fiora (R.Nannoni, F.Sammartino, "*Miniere e minerali*" in «Dal Bronzo al Ferro», 1997). Altre presenze di rame e antimonio sono all'Argentario e a Cetona e vi è rame all'Elba e nel territorio tra Prato e Arezzo. La presenza di vari tipi di pugnale (a base ovale, a base rettilinea, a codolo forato) e di altri oggetti metallici in un'area abbastanza ristretta pone il problema dei rapporti con altre aree culturali, in particolare la Valpadana e l'Italia centrale tirrenica, e quello della circolazione dei manufatti metallici, che testimonierebbe una discreta rete di scambi legata molto probabilmente alle attività minerarie.

Come si è detto la Toscana possiede un elevato numero di asce e pugnali in rame e nella zona nord-occidentale se ne conoscono sette, di tipologia varia: a codolo con lama piatta (Grotta delle Fate di Calomini, Grotticella del Pugnale), a codolo con lama costolata (Grotta del Castello di Vecchiano), a lama piatta con base rettilinea (Grotta del Leone), a lama costolata con tallone semicircolare (Buca di Castelvenere, due da Buca del Corno).

Le asce piatte sono note da un esemplare della Garfagnana e da uno, con taglio espanso, della Grotta del Leone. Si conoscono inoltre un frammento di armilla nella Grotta del Castello di Vecchiano, una lesina a sezione quadrangolare dalla Buca del Corno e una a sezione ovale dalla Grotta delle Fate di Calomini, un frammento di anello di rame dalla Buca delle Fate di Livorno (D.Cocchi Genick, R.Grifoni Cremonesi 1989, cit.; D.Cocchi Genick 1996, cit.). Certo non è un numero elevato, se confrontato con la quantità di manufatti riscontrata in altri siti toscani (ad esempio Montebradoni o la Grotta San Giuseppe all'Elba), ma notevole comunque in rapporto ad altre regioni in cui il metallo è estremamente raro, se non assente in contesti del III millennio.

Le diverse tipologie rimandano da un lato all'areale padano, in particolare quello con lama costolata ai tipi noti nelle necropoli remedelliane, dall'altro i pugnali a base piatta od ovale trovano maggiori corrispondenze con l'areale rinaldoniano e in genere dell'Italia centrale. Il fatto che alla Grotta del Leone ci siano vasi a fiasco di tipo appunto rinaldoniano potrebbe far pensare a una serie di rapporti e scambi tra due aree diverse nell'ambito di una comune attività mineraria e metallurgica. Il frammento di lamina ricurva, interpretato come armilla, si può confrontare con analoghi oggetti della civiltà campaniforme del medio bacino danubiano (R.Grifoni Cremonesi "*Grotta del Castello*" in D.Cocchi Genick, R.Grifoni Cremonesi 1985, cit.).

La Toscana quindi, pur non raggiungendo l'importanza di altre zone minerarie europee, dovette senz'altro attirare l'attenzione dei ricercatori di minerali. Ci manca però tutta la documentazione sugli abitati e sulle attività economiche di base, che non sappiamo in quale misura fossero legate ad attività di tipo agricolo, all'allevamento del bestiame e alla pastorizia.

Alla ricerca di materie prime si possono collegare, oltre ai manufatti in selce e pietra levigata, anche le officine di lavorazione della steatite per produrre elementi di ornamento rinvenute nel Livornese e nella Liguria orientale (F.Sammartino 1990, *cit.*).

Il momento finale dell'Eneolitico è caratterizzato, come si è detto, dalla presenza di pochi, ma significativi elementi della civiltà del vaso campaniforme rinvenuti, oltre che in varie grotte, anche a La Puzzolente (F.Sammartino 1990, *cit.*) e a Castagnolo (G.Radi "*Rinvenimenti della prima età dei metalli a Castagnolo*" in «Terre e Paduli», 1986). Da quest'ultimo sito provengono anche

semilune e cuspidi di freccia in selce, ceramiche decorate a spazzola e con cordoni, frammenti di anse a gomito e di anse sopraelevate sull'orlo, tutti elementi tali da far riferire il complesso a un momento compreso tra la fine dell'Eneolitico e l'inizio dell'Età del Bronzo, momento ben testimoniato anche nella Grotta del Castello di Vecchiano (R.Grifoni Cremonesi 1985, *cit.*) da vasi biconici e da anse alte sopraelevate, oltre che da ornamenti quali le piastrine di conchiglia e l'armilla in rame. Mentre le grotte di Vecchiano sono esclusivamente sepolcrali, Castagnolo, come anche il Paduletto di Coltano (P.E.Bagnoli "*Rinvenimenti eneolitici al Paduletto di Coltano*" in «Terre e Paduli», 1986; T.Di Fraia 1996, *cit.*) potrebbe far pensare a situazioni di insediamento, data la presenza di ceramiche di tipo domestico, anche se nella nostra zona una distinzione tra siti funerari e domestici solo in base alle ceramiche è estremamente difficile.

Il passaggio all'antica Età del Bronzo, che si può intuire da questi pochi elementi, sembra invece meglio caratterizzato a Rosignano, dove si assiste allo sfumare degli ultimi aspetti campaniformi verso forme più tipiche del Bronzo antico (F.Sammartino "*Materiali dell'Età del Bronzo da Casa Saracino (Rosignano M.mo, Livorno)*" in Rass. Archeol. Piomb., XIII, 1996). Nel resto del territorio in esame però i rinvenimenti relativi all'antica Età del Bronzo sono ancora poco testimoniati da scarsi frammenti provenienti soprattutto da grotte".

LA GEOLOGIA MARINA

Nel 1957 L.Trevisan ed E.Tongiorgi pubblicavano in «Scientia>> (XCII –N. DXLVIII) un breve articolo intitolato "*La Tirrenide*", oggi dimenticato ma in realtà ricco di spunti che si sono rivelati in seguito divinatori del grande sviluppo seguìto da un nuovo filone della scienza: la Geologia marina che, con lo sviluppo della Tettonica delle «Placche», rielaborata modernamente con l'ausilio in specie dell'Oceanografia, della Geofisica, della Petrologia, della Cronologia radiometrica, ecc. dagli anni Sessanta del XX secolo ha aperto ai geologi la dimensione «globale» tirandoli giù (ovviamente in senso figurato) dalle loro amate montagne per spingerli ad occuparsi anche, e non meno, delle profondità marine. Traggo dall'introduzione dell'articolo di questi due miei «Maestri»: "L'idea che fino a tempi recenti siano esistite terre emerse nell'area oggi occupata dal Mare Tirreno risale ai primi anni del secolo scorso [ovviamente il XIX]. Era il tempo dei pionieri della Geologia, quando le conoscenze dottrinarie erano altrettanto scarse quanto i dati d'osservazione; allora spesso l'intuito precorreva felicemente la documentazione e venivano formulate, nella forma modesta di impressioni di viaggio, ipotesi che poi si rivelarono feconde.

Così il Brocchi, in tre lettere del 1818, esprimeva osservazioni e idee su un viaggio da Siena al promontorio Argentario e all'isola del Giglio. Egli fu colpito dalla presenza nelle isole dell'Arcipelago Toscano, di rocce granitiche e scistoso-cristalline, che facevano vivo contrasto con le rocce sedimentarie dell'Appennino, ed emise l'idea che «si potrebbero tutte queste isole considerare come brani di un terreno primitivo, che, innanzi che si fosse formato il letto del Mediterraneo era in continuazione con quello delle Alpi Marittime».

In seguito, osservazioni in vari campi naturalistici concorsero tutte a confermare l'idea primitiva, ad allargarla, a precisarne meglio gli aspetti.

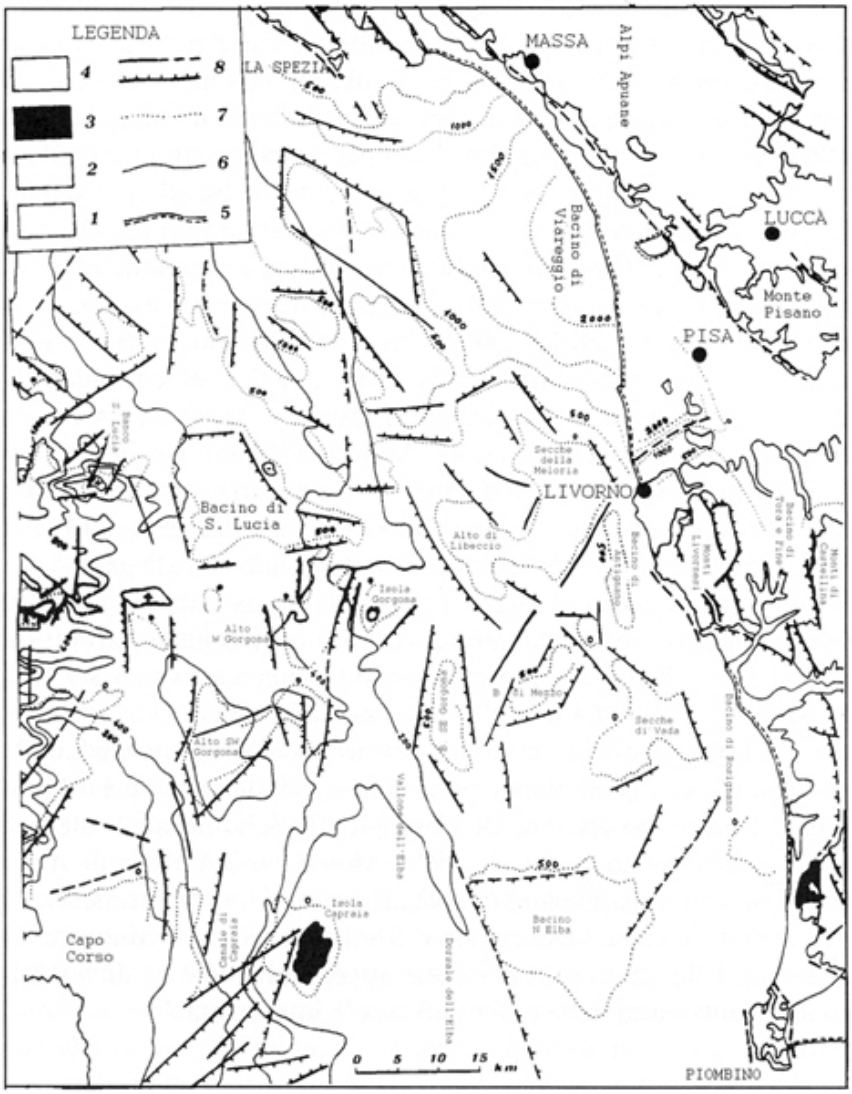
Le ricerche biogeografiche ebbero una parte notevole. Lo studio delle flore e delle faune delle isole tirreniche, dalle piccole alle grandi, poneva il problema del loro popolamento, cioè delle connessioni terrestri coi continenti. A questo campo di studi, che si è rivelato subito fecondo di risultati e appassionante per le varietà dei problemi, dettero il loro contributo specialisti di tutti i gruppi sistematici; particolarmente significativo per la chiarezza dell'impostazione e per l'importanza dei risultati quello del botanico Stefano Sommier e del paleontologo Forsyth Major che nel 1883 fu il creatore del felice termine Tirrenide".

A distanza di mezzo secolo dalla pubblicazione dell'articolo di questi due miei «Maestri» ho avuto l'occasione di rispolverare il concetto di Tirrenide, insieme ai dott. M.T.Pareschi e R.Auteri, quest'ultimo ben conosciuto a Livorno per la sua lunga attività nel campo degli studi e delle

regolamentazioni sulla pesca, con la partecipazione all'articolo "*Geomorfologia del Parco dei due Castelli*" nel volume «Parco dei due Castelli», stampato nel 2001 a cura della Provincia di Livorno e dell'ARPAT. Traggo dal capitolo "Il fenomeno tettonico" di questa opera: "Il fenomeno tettonico, che qui trattiamo per ultimo in quanto il più «remoto», essendosi svolto nei «lunghi» tempi geologici, non solo ha un'importanza fondamentale nel predisporre i lineamenti dei mari e delle montagne di tutta la Terra, ma va considerato preminente nella formazione del Mare Tirreno, attualmente ritenuto originato dallo sprofondamento di una catena di montagne, nominata «Tirrenide», che a sua volta emerse dal mare intorno ai 22 Ma or sono nel Miocene Inferiore [Piano Aquitaniano].

L'arenaria Macigno [ben nota ai Livornesi per l'affioramento della Calafuria] è un sedimento marino con caratteristiche di un deposito «classato», che presenta cioè in ogni strato clasti più grossolani in basso e via via sempre più minuti in alto (successione: arenaria, anche grossolana, - limo – argilla sempre più sottile) secondo un meccanismo di deposizione ad «onde torbide», tipiche di un mare «torbido», perché soggetto al rapido riempimento sedimentario per sovrabbondanza di materiali detritici provenienti da aree non lontane in veloce sollevamento e profonda erosione [in specie di rocce granitiche dei grandi «scudi continentali», il disfacimento erosivo dei quali produce sedimenti «silicoclastici» del tipo del Macigno]. I fondali marini nei quali si depose il Macigno dovettero essere in veloce sprofondamento, come indicano gli spessori totali noti per questa roccia (circa 900 m a Calafuria, fino a 2.000 in altre località toscane) per permettere un accumulo così ingente di sedimenti. La successione sedimentaria del Macigno presenta le tipologie dei depositi che si accumulano al piede della scarpata di una piattaforma continentale in rapida progradazione. Consideriamo il significato giacimentologico dell'insieme rocce verdi – diaspri che si <<addossa» al Macigno [superficie seguibile tra la Spiaggia del Leone e la Via Aurelia]. Ricordiamo che si tratta di rocce magmatiche e di depositi sedimentari tipici delle parti centrali di un oceano e quindi ben lontani dall'ambiente di deposizione di un sedimento con i caratteri del Macigno, che invece rientrano nei parametri di una veloce deposizione al limite di un mare in chiusura all'approssimarsi del sollevamento orogenetico alpino. Ma l'incompatibilità di un accostamento normale di queste rocce tanto diverse risulta evidente dalla loro età e dal fatto che il Macigno (dell'Oligocene – Miocene Inferiore) sta al di sotto delle rocce verdi – diaspri (del Giurassico Superiore); le rocce sottostanti, cioè, sono più recenti di almeno 120 Ma di quelle soprastanti! Questi sono gli «scherzi» della tettonica, e poiché questo tipo di giacitura non è una particolarità dell'affioramento lungo la Costa dei due Castelli ma è noto in tutta la Toscana, i geologi ne hanno tratto la conseguenza di una sovrapposizione tettonica [o «accavallamento»] «regionale»: le rocce originarie del Paleoceano Ligure-Piemontese in Toscana sono state sospinte «per trasporto tettonico» sopra quelle del «dominio» toscano (termine riferito all'attuale regione di giacitura ma non necessariamente alle coordinate di deposizione), delle quali il Macigno corrisponde all'ultima fase di deposizione marina precedente alla sostituzione dell'ambiente marino con quello continentale. Quest'ultima sostituzione ha coinciso al sollevamento delle Alpi, con acme intorno a 35 Ma, al sollevamento della Tirrenide, con acme intorno a 22 Ma, e al sollevamento dell'Appennino, con acme intorno a 12 Ma. I sollevamenti delle catene di montagne qui sopra schematizzati (ciclo orogenetico alpino) si ritiene coincidano con il procedere da Ovest verso Est della collisione della placca continentale euro-asiatica e la placca continentale africana. Le due grandi placche continentali, cioè, che dal Trias Superiore (200 Ma or sono) al Cretaceo Superiore (70 Ma or sono) si sono allontanate causando inizialmente l'apertura di un mare interno (intracontinentale) [detto appunto «Tetide»] e successivamente, con il distacco completo delle due placche, la formazione del Paleoceano Ligure Piemontese [che separava completamente secondo la fascia tropicale la Paleoeuropa dalla Paleoafrica]. Con il Cretaceo Superiore esistono indizi che rivelano come la «deriva» delle masse continentali euro-asiatica e africana abbia invertito andamento, mentre le masse hanno iniziato ad avvicinarsi. Ne è conseguita la riduzione, fino alla chiusura, dello spazio del Paleoceano Ligure-Piemontese, e rocce del fondo di questo paleoceano, tra i 60 e i 30 Ma fa, sono state in parte «subdotte» (inghiottite) in profondità, in parte «obdotte» (traslate) in superficie. Le prime adesso si

rinvengono «strizzate» negli allineamenti centrali delle catene montuose alpine; le seconde, coinvolte nel «trasporto telealloctono gravitativo» per decine (talvolta centinaia) di chilometri, costituiscono enormi «falde di ricoprimento» accavallate ai margini delle placche continentali lungo i fianchi venuti a collidere. In Toscana appartiene a questo tipo di giacitura la sovrapposizione di rocce verdi e diaspri del Giurassico Superiore sul Macigno oligo-miocenico presente lungo la Costa dei due Castelli. La fig. sotto è il risultato delle campagne di geofisica dei fondali marini operate dal CNR (Structural Model of Italy) e mette in evidenza i grandi lineamenti delle strutture sepolte [dai sedimenti marini più recenti] delle rocce pre-Miocene Medio-Superiore a partire dal quale ha iniziato ad aprirsi l'area settentrionale del Mare Tirreno e, di conseguenza, a formarsi la sua piattaforma continentale. Circa tre chilometri al largo della Costa dei due Castelli i rilievi geofisici condotti al di sotto del fondale marino, che nasconde con i suoi depositi la struttura sottostante, hanno segnalato la presenza del «Bacino di Antignano», in corrispondenza del quale le rocce pre-Miocene Medio-Superiore si trovano al di sotto di 500 m rispetto al livello del mare. Questo bacino si allunga parallelamente all'alto tettonico dei Monti Livornesi, con un asse spostato di non più di 5° in senso antiorario rispetto alla direzione Nord-Sud. Il fatto che lungo il limite orientale di questo bacino (o costa occidentale dei Monti Livornesi) affiorino lembi del Calcare di Rosignano (del Miocene Superiore), presso la Villa Carolina di Ardenza e la Punta Righini di Castiglioncello, suggerisce che l'apertura di questo bacino sia stata iniziata, appunto, nel Miocene Superiore. Analogo suggerimento proviene anche dall'allungamento in direzione Nord-Sud di questo bacino; infatti tale direzione è stata rintracciata in molti altri bacini di sprofondamento tettonico miocenico e, in particolare, nel Bacino del Tora-Fine, tra i Monti Livornesi e i Monti di Castellina M.ma, ben noto perché attualmente emerso.



Lineamenti delle strutture tettoniche distensive nel Bacino Tirrenico Toscano dallo "Structural Model of Italy".

1) *Formazioni anteriori al Miocene Inferiore.*
2) *Formazioni del Miocene Superiore, Pliocene e Quaternario.*
3) *Magmatiti.*
4) *Sedimenti olocenici ed aree ricoperte dal mare.*
5) *Spiagge.*
6) *Isobate del fondo marino.*
7) *Isobate del tetto del substrato pre-Miocene Inferiore.*
8) *Faglie (i dentelli sono sul labbro abbassato).*

Ampliando le nostre considerazioni alle aree che circondano l'isobata (geofisica) dei 500 m del Bacino di Antignano, vediamo che è stata individuata una faglia a direzione Nord-Sud sul fianco orientale del piccolo alto tettonico, indicato dall'isobata (geofisica) 0, immediatamente a NE del «Bacino di Mezzo». Questo piccolo alto tettonico, probabilmente corrispondente a un affioramento roccioso del fondo indicato come «i marmetti» dai pescatori locali, si trova anche sul prolungamento NW delle Secche di Vada, ma sembra indipendente da queste. Infatti, il prolungamento NW delle Secche di Vada («secca di fuori» dei pescatori) è delimitato, sul lato NE, da una faglia appenninica (NW-SE) ad andamento parallelo a quello della faglia che con molta probabilità si estende poco al largo tra la Costa dei due Castelli e la Punta di Castiglioncello. Si viene così a determinare un tratto di bacino, compreso tra due faglie distensive a direzione appenninica, nell'area tra il Bacino di Antignano e il Bacino di Rosignano, entrambi massimamente allungati in senso Nord-Sud. Tuttavia le faglie che delimitano a NE il Bacino di Rosignano hanno direzione nettamente appenninica e sono state attive durante il Pleistocene Inferiore (R.Mazzanti, 1995 cit.). Un'ipotesi evolutiva possibile è che lo spazio tra il Bacino di Antignano e quello di Rosignano, nato nel Miocene Superiore, abbia subìto un rimodellamento nel Pleistocene Inferiore.

Venendo ora alle osservazioni traibili dalle isobate geofisiche a NW del Bacino di Antignano, la fig. sopra indica una faglia a direzione nettamente antiappenninica (SW-NE) che delimita questo bacino nei confronti dell'alto delle Secche della Meloria. Questa faglia si prolunga verso SW, tra i bacini «di Mezzo» e «SE Gorgona», sia verso NE, fino nel sottosuolo della Pianura di Pisa: in quest'ultimo tratto l'infittirsi delle isobate dei 2.000, 1.500 e 1.000 m la marcano con grande precisione e la indicano come il limite a SE del grande e profondo <<Bacino di Viareggio>>. Poiché invece la stessa faglia, nel tratto compreso tra le Secche della Meloria e il Bacino di Antignano, ribassa quest'ultimo dalla parte opposta rispetto al tratto precedente, è possibile che si tratti di una «dislocazione di trasferimento», sviluppata contemporaneamente alle strutture a direzione appenninica alle quali sembra associata e in piccola parte delle quali può essere intersecata".

In una posizione sub-centrale del Tirreno Settentrionale l'Isola di Gorgona, nel recente studio che ho svolto insieme ai proff. G.Capponi e S.Giammarino dell'Università di Genova ("*Geologia e morfologia dell'Isola di Gorgona*" in Suppl. 2 Quad. Mus. St. Nat. Livorno, XI, 1990), è stata confermata come strutturata secondo una pertinenza alpina, quale relitto di un'area più ampia, verosimilmente da supporsi collegata con il Capo Corso e la Liguria di Ponente, chiamata <<Tirrenide>>, sprofondata in seguito all'apertura per distensione del Bacino Tirrenico. Nelle conclusioni del suddetto lavoro così ci esprimiamo: "Tali conoscenze generiche risultano ora notevolmente precisate in quanto le rocce dell'isola sono state differenziate in due unità che è possibile distinguere dal punto di vista litostratigrafico e da quello dell'evoluzione strutturale: l'Unità Ofiolitica, sicuramente attribuibile al Dominio Piemontese-Ligure e con forti convergenze litologiche e metamorfiche con le unità oceaniche in Scisti blù, tipo Montenotte in Val Bormida [tra Liguria e Piemonte]; l'Unità Metasedimentaria, che giace sotto alla precedente attraverso un contatto tettonico e che resta di attribuzione più incerta fra il Dominio Piemontese-Ligure e il Dominio Piemontese, è riferibile al complesso dei calcescisti con ofioliti. Quest'ultima si compone

di due formazioni (Metareniti di Cala di Pancia e Calcescisti di Punta Gorgona con, strutturate insieme, le Prasiniti di Cala Martina).

L'esame strutturale di dettaglio ha permesso di riconoscere due eventi plicativi sovrapposti nell'Unità Ofiolitica e tre nell'Unità Metasedimentaria che sono rimasti tuttavia non correlabili tra loro. La struttura della parte calcescistosa dell'isola, una volta considerata come una semplice monoclinale vergente a NE, è risultata molto più complessa e riferibile a una sinforme compresa tra due antiformi, delle quali la più nord-orientale ha il fianco rovescio molto sviluppato ed esteso su più della metà dell'isola.

La Gorgona occupa una posizione sub-centrale nel Bacino Tirrenico Toscano la cui apertura [presso Aleria, nel Capo Corso, documentata nel Burdigaliano Superiore, mentre intorno ai Monti Livornesi…] è iniziata nel Tortoniano Superiore – Messiniano Inferiore. [Il Tirreno] risulta suddiviso in un gran numero di sub-bacini minori lo sviluppo paleogeografico dei quali è ancora problematico malgrado le notevoli informazioni sulla composizione generale delle loro successioni stratigrafiche [cioè La Successione sedimentaria neogenico-quaternaria del versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale, definita in precedenza, attualmente è ben nota negli affioramenti della Toscana ma sotto al mare è studiabile solo con perforazioni o deduzioni di carattere geofisico] fornite dalle recenti campagne oceanografiche e geofisiche.

A una disposizione molto recente, circa radiale dei corti botri che solcano le dirupate coste [della Gorgona], fa riscontro l'andamento assai dolce dei versanti più interni dell'isola nei quali è stato possibile ricostruire i percorsi di due paleofiumi a decorso Ovest-Est. Questi dovevano drenare un territorio ben più ampio dell'isola attuale in un periodo che comunque non è stato possibile precisare e che potrebbe, al limite, essere precedente all'impostazione della tettonica distensiva [in altri termini corrispondere a due tronconi relitti di una idrografia della «misteriosa» Tirrenide]".

Dal capitolo "La posizione della Gorgona nei confronti della morfologia del fondo marino e delle strutture tettoniche che la circondano" del medesimo lavoro traggo ancora quanto segue: "La grande quantità di ciottoli di aplite porfirica e di porfido granitico, di sicura provenienza dall'area elbana (G.Marinelli "*Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*", 1955, cit.), presente nei sedimenti della parte alta del Messiniano e in quelli del Pliocene Inferiore nell'ampia zona che dal Pomarancino si estende fino al Grossetano, documenta l'esistenza di una regione emersa che doveva abbracciare, senza interruzioni, gli attuali territori dell'Isola d'Elba e di Piombino per estendersi verso Est. La paleogeografia di questa antica terra doveva essere ben diversa dall'attuale fisionomia geografica delle zone corrispondenti e vaste aree sommerse dal mare fra le isole dell'Arcipelago Toscano dovevano trovarsi emerse.

I dati delle recenti campagne geofisiche in mare se hanno permesso di ricostruire la disposizione attuale e gli spessori dei sedimenti collegati con l'estesa trasgressione del Pliocene Inferiore non consentono però di stabilire se questi sedimenti si sono, o meno, deposti nelle zone, attualmente di alto tettonico, che potrebbero esserne risultate prive per erosione posteriore alla sedimentazione; né possono dare indicazioni sull'estensione verso occidente della regressione del Pliocene Medio-Superiore [ben individuata in Toscana].

Altre incertezze rimangono su quanto sia progredita verso Ovest e NW la regressione del Pleistocene Inferiore terminale-inizio del Pleistocene Medio. Secondo A. Azzaroli ("*Il significato delle faune insulari quaternarie*" in Le Scienze,VI, 1971) la presenza di faune insulari a Mammiferi di Corsica richiede un collegamento continentale con la Toscana tra la fine del Pleistocene Inferiore e l'inizio del Medio. Attualmente il Canale di Corsica fra quest'isola e l'Elba ha fondali minimi di 400 m che non possono essere rimasti emersi per diminuzione glacioeustatica del livello marino. E' quindi necessario ammettere sprofondamenti tettonici molto recenti in un'area che dista solo una cinquantina di chilometri dalla Gorgona. D'altra parte fra Arno e Tevere si estende quell'area, definita da G.Marinelli ("*Magma evolution in Italy*" in «Geology of Italy», Tripoli, 1975) <<bombamento etrusco>> e interessante anche le isole d'Elba e di Capraia. In questa area la vasta anomalia termica regionale è da considerarsi di età recentissima, senza dubbio molto più recente della stessa messa in posto degli *stocks* granitici mio-pliocenici (Monte Capanne dell'Isola d'Elba,

Campiglia M.ma, Isola di Montecristo, Isola del Giglio, Gavorrano ecc.) che hanno anomalie di calore circoscritte ai dintorni delle singole cupole intrusive, e può aver coinciso, sull'area tra Livorno e la Gorgona, al sollevamento epirogenetico che ha interessato i terrazzi eustatici del Mindel-Riss (Terrazzo di Villa Margherita in Gorgona) [spianate varie del Terrazzo I fra Capoliveri e Porto Azzurro all'Isola d'Elba]. Contemporaneamente alcuni settori dell'area in generale distensione più strettamente collegati all'attività delle faglie dirette, possono aver compensato, con sprofondamenti circoscritti, il generale sollevamento dovuto al «bombamento» in questione. Si può spiegare così la presenza, nel Bacino Tirrenico Toscano, di strette strutture di sprofondamento molto recente (Pleistocene Medio e Superiore, Olocene) del tipo di quella che potrebbe avere interessato parte del Bacino di Corsica".

A questo punto posso trarre delle conclusioni sulle conoscenze attuali su questo complicato ma interessante argomento riportando il riassunto della nota di G.Cornamusini, A.Lazzarotto, S.Merlini, V. Pascucci "*Eocene-Miocene evolution of the north Tyrrhenian Sea*" (in Boll. Soc. Geol. Ital. Vol. speciale I, 2002): "Obbiettivo del lavoro è definire l'evoluzione tettonica e sedimentaria eocenico-miocenica dell'area Bacino della Corsica – Piattaforma Toscana. L'intervallo Eocene-Miocene è coincidente con la fine della compressione e l'inizio della distensione nel versante occidentale dell'Appennino Settentrionale.

L'area Bacino della Corsica – Piattaforma Toscana è parte del Tirreno Settentrionale e divide la Corsica Alpina dalla parte più occidentale dell'Appennino Settentrionale.

Il Bacino della Corsica rappresenta il settore più occidentale dell'area di studio ed è separato dalla Piattaforma Toscana da una dorsale a direzione N-S, la Dorsale Elba-Pianosa [-Africhella]. La dorsale è quasi tutta sommersa, tranne che per una piccolissima porzione, l'Isola di Pianosa [e il minuto scoglio "Africhella" o Formica di Montecristo]. Due pozzi, Mimosa 1 e Martina 1, eseguiti dall'Agip negli anni Settanta, hanno attraversato la dorsale per oltre 3.000 m ed incontrato, sotto una sottile copertura pleistocenica, una potente successione silicoclastica la cui età è compresa tra l'Eocene Inferiore ed il Burdigaliano Superiore.

I dati disponibili ed utilizzati per questo studio sono stati sia sismici, sia stratigrafici che micropaleontologici. I primi sono alcune linee sismiche industriali acquisite dall'Agip negli anni Settanta-Ottanta e tre linee sismiche profonde relative al progetto CROP-Mare. Gli altri derivano principalmente dallo studio degli affioramenti dell'Isola di Pianosa, della Dorsale delle Secche di Vada e dalla revisione stratigrafica, metrologica e micropaleontologica dei due pozzi Mimosa 1 e Martina 1.

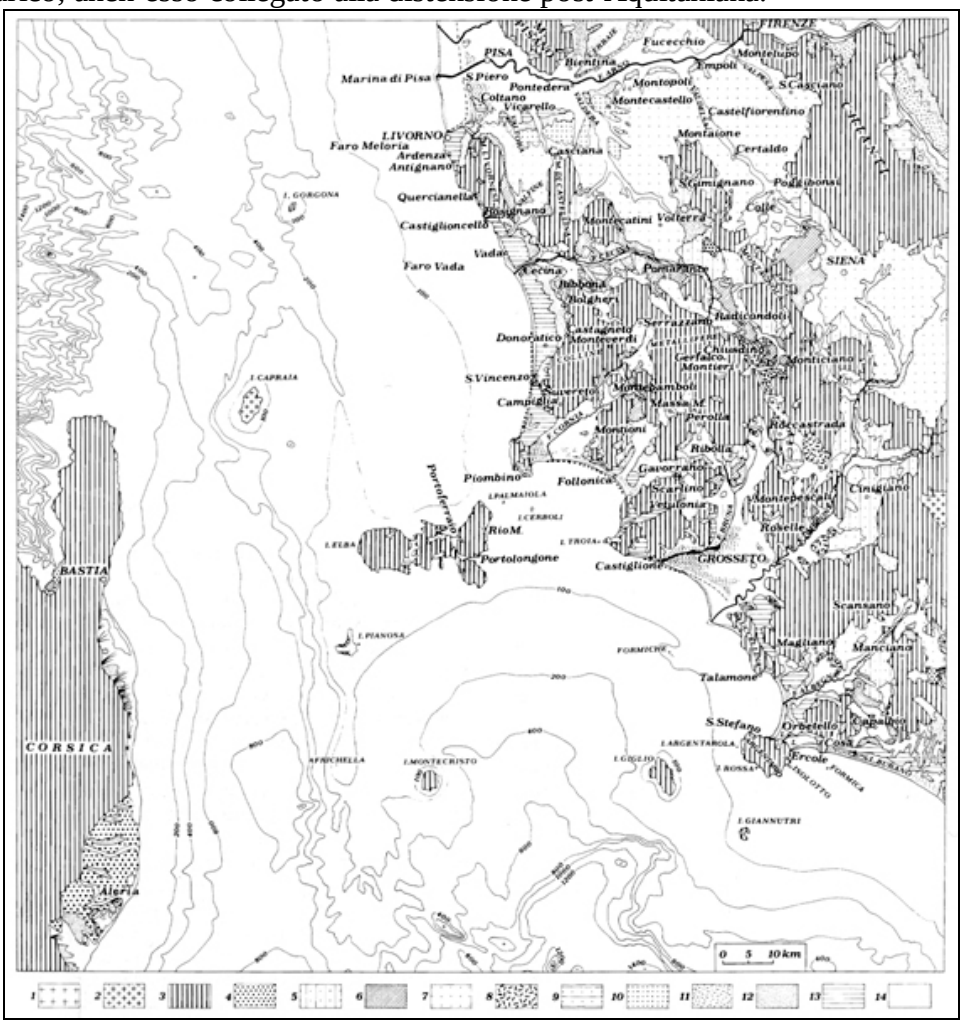
Gli studi condotti nell'area Bacino della Corsica – Piattaforma Toscana hanno permesso di ricostruire la seguente evoluzione.

Durante l'Eocene Inferiore e Medio [tra 54 e 38 Ma], il Bacino della Corsica e parte della Piattaforma Toscana erano interessati da un periodo di subsidenza, durante il quale si depositò una spessa successione silicoclastica. Nell'Eocene Superiore [tra 38 e 34 Ma] una ripresa dell'attività tettonica compressiva nel Bacino della Corsica – Piattaforma Toscana, arresta la sedimentazione e sviluppa una prima direzione di «accavallamenti tettonici» Est vergenti.

A questo evento deformativo seguì per tutto l'Oligocene un nuovo periodo di subsidenza e deposizione. Nel Cattiano Superiore [intorno 25 Ma] (Oligocene terminale) – Miocene Inferiore [intorno 22 Ma] (Aquitaniano) viene registrata una nuova fase deformativa correlata alla I fase Appenninica [sollevamento della Tirrenide?]. Questa fase marca la fine del regime compressivo nell'area Bacino della Corsica – Piattaforma Toscana; ad essa sono associati <<accavallamenti tettonici>> Est vergenti, il più evidente dei quali è la Dorsale Elba-Pianosa. Nel Burdigaliano Superiore, nel Bacino della Corsica inizia la tettonica distensiva ed il bacino si sviluppa come un semi-Graben, con la faglia bordiera posta sul bordo occidentale della Corsica. Nella Piattaforma Toscana, la distensione si realizza, invece, in tempi successivi (Serravalliano Superiore) [intorno 13 Ma]".

LA PALEOGEOGRAFIA DEL TIRRENO SETTENTRIONALE

La cartina di fig. sotto , tratta da "*Dinamica dal Neogene al Quaternario della Corsica Orientale e della Toscana*" di A.Bossio, G.Cornamusini, J.Ferrandini, M.Ferrandini, L.M.Foresi, R.Mazzanti, R.Mazzei, G.Salvatorini, F.Sandrelli in «Progetto INTERREG II Corsica-Toscana R. 4,2,9,2000», rivela alcuni lineamenti fondamentali della fascia costiera toscana a Sud dell'Arno e la conformazione dei fondali dell'area marittima del Tirreno Settentrionale. All'isobata di –100 m corrisponde grosso modo la linea di riva del massimo abbassamento glacioeustatico di Würm III, con un'ampia estensione dell'area continentale toscana ben oltre i fari delle secche di Meloria e di Vada, le isole d'Elba e di Pianosa, lo scoglio dell'Africhella, le Formiche di Grosseto e l'Isola di Giannutri; all'isobata di –200 m corrisponde grosso modo il ciglio della piattaforma continentale che comprende tutte le isole dell'Arcipelago ed è messo bene in evidenza dall'approssimarsi dell'isobata di –400 m da considerarsi già marcante la parte superiore della scarpata continentale; quest'ultima ha un andamento molto ripido ad occidente del Capo Corso fino al Banco di S. Lucia (si veda anche la fig. 20) dove è fittamente solcata da dei profondi *canyons*, strutture che ricompaiono – anche se meno fitte – nella scarpata a Sud delle isole di Montecristo e del Giglio; l'allontanarsi delle isobate dei -600 e dei -800 m tra la Corsica e la dorsale sommersa di Pianosa-Africhella indica il fondo del Bacino di Corsica nel quale è nota una successione sedimentaria marina compresa tra il Burdigaliano Superiore e il Quaternario Superiore, con minori fasi continentali al tetto del Miocene; l'isobata di –1.200 m a Sud delle isole di Montecristo e del Giglio rivela l'inizio della piana abissale tirrenica verso il limite meridionale della cartina; nell'angolo NW di quest'ultima l'isobata dei –1.600 m marca appena l'inizio della piana abissale del grande Bacino Ligure-Balearico, anch'esso collegato alla distensione post-Aquitaniana.



Carta geologica schematica dell'area compresa fra la Corsica settentrionale e la Toscana. 1 – Ignimbriti. 2 – Vulcaniti ed effusioni laviche. 3 – Substrato. 4 – Miocene, Burdigaliano-Tortoniano

Inferiore. 5 – Miocene Superiore lacustre "lignitifero". 6 - Miocene Superiore Messiniano. 7 – Pliocene marino, Inferiore e Medio. 8 – Pliocene Medio lacustre. 9 – Pliocene Superiore lacustre. 10 - Pleistocene Inferiore marino. 11 – Pleistocene Inferiore continentale. 12 – Pleistocene Medio. 13 – Pleistocene Superiore. 14 - Pleistocene Superiore – Olocene.

GENERALITA' SUI DIVERSI TIPI DI FONDALI

Sulle Secche della Meloria nel 1984 mi sono intrattenuto, insieme alla prof.ssa Marinella Pasquinucci e alla dott.ssa Ursula Salghetti Drioli nel saggio *"Il sistema Secche della Meloria-Porto Pisano: Geomorfologia e Biologia marina in relazione ai reperti archeologici*" del volume <<1284 L'anno della Meloria>> da cui traggo: "Per i fondali marini dalle Secche della Meloria fino al litorale va ricordata, prima di tutto, la carta della fig. 20, ricavata dallo studio di A.G.Segre (cit.) e qui riprodotta con alcune semplificazioni della parte a terra. Si tratta di una cartina a piccolissima scala ma di grande interesse perché indica, sia pure con il tracciato delle sole isobate dei –20, -50, -100, -150, -200, -300, -400 e –500 m, i lineamenti fondamentali delle valli sottomarine, suddivisibili in due gruppi:

- un primo, che non si continua al di sotto dei –100 m, è facilmente spiegabile con l'escavazione fluviale subaerea nelle fasi würmiane a livello del mare più basso;
- un secondo, che si individua al di sotto dell'isobata dei –100 m e si estende ampiamente ancora più in basso, forma i «Valloni della Gorgona», in corrispondenza della scarpata continentale e richiede spiegazioni più complesse…

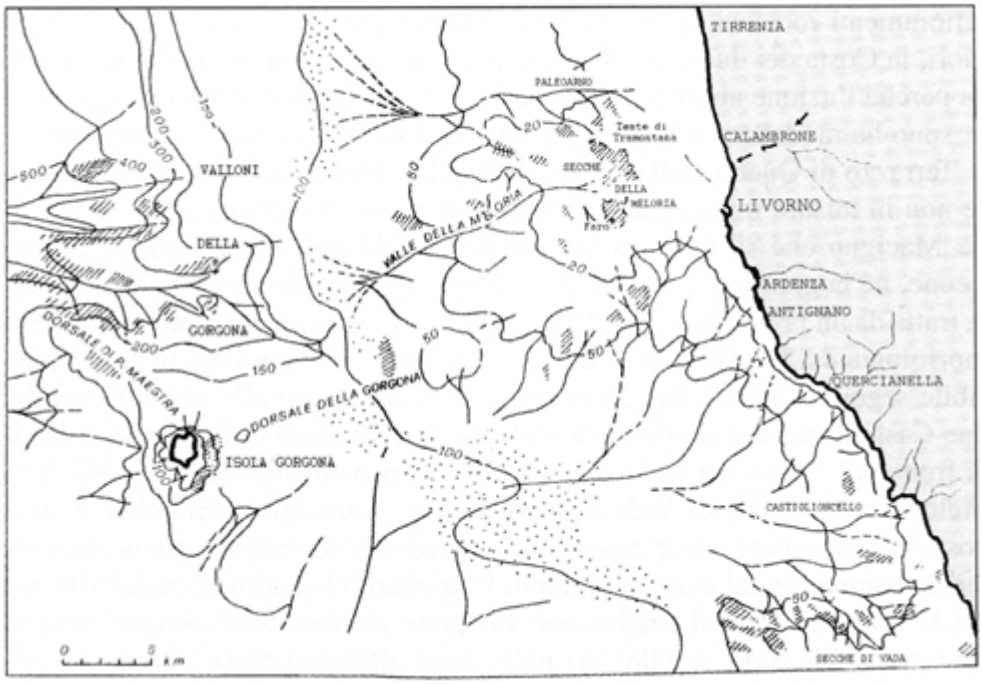


fig. 20- *Schema paleogeografico dei fondali antistanti Livorno (ridisegnato da Segre, 1955).*

Fra le valli del primo gruppo sono chiaramente indicate quella del «Paleoarno>> a Nord, la «Valle della Meloria» a occidente e altre ampie vallate senza nome a Sud delle Secche della Meloria, nel tratto di mare prospiciente Antignano.

Il Paleoarno è indicato da Segre sul prolungamento di un Paleoardenza, che si sarebbe collegato all'attuale Valle dell'Ardenza, traversando tutto il Piano di Livorno…[essendo ormai noti i motivi per cui questa interpretazione non è accettabile, non insisteremo su questo argomento]. Va invece fatto notare come il Paleoarno (o alveo dell'Arno attualmente sommerso dal mare) sia stato rintracciato da Segre a partire dall'isobata dei –20 m mentre non è indicato al di sopra. Ciò può dipendere dall'accumulo dei sedimenti più recenti, maggiore nel tratto più vicino al litorale e a

ridosso del «ciglio» (o scarpata sommersa) che limita la «Testa di Tramontana» delle Secche. Questo ciglio di Tramontana delle Secche della Meloria potrebbe rappresentare la continuazione in mare della «Gronda dei Lupi» ed essere stato, come questa, modellato dall'Arno nelle fasi in cui il livello del mare fu più basso, specialmente nel Würm II [ormai più verosimilmente fin dal Würm I], ma anche in parte del Würm III la cui fase di acme corrisponde al tratto individuato da Segre come valle sommersa dal mare fra i –20 e i –100 m.

La cartina redatta da questo Autore indica poi i «fondali rocciosi» particolarmente diffusi fra la Torre e la Testa di Tramontana delle Secche. Una rappresentazione morfologica molto particolareggiata, con isobate direttrici equidistanti 1 m e secondarie equidistanti 0,5 m, di questi ultimi fondali è presente nel lavoro di G.Fierro, F.Miglietta, G.B.Piacentino "*Biologia delle Secche della Meloria III. I sedimenti superficiali delle secche e delle aree limitrofe dalla Foce dell'Arno a Punta Fortullino*" in Boll. Pesca Pisc. Idrobiol, XXIV, 1969. Questa figura rappresenta il corpo centrale delle Secche fino all'isobata di –8 (in alcuni punti di –10 m) nella zona dove il fondale presenta maggiori affioramenti rocciosi. Al di fuori di questa zona, che si spinge saltuariamente fin verso i –15 m, i fondali appaiono prevalentemente ricoperti da sedimenti detritici:

- ghiaia molto fine, nella zona nord-orientale delle Secche; questo sedimento è stato attribuito ad una spiaggia fossile würmiana;
- sabbia molto grossolana, si trova più che altro sul fianco SW delle Secche;
- sabbia grossolana, distribuita nella zona occidentale del corpo delle Secche e in una piccola area al limite settentrionale;
- sabbia media, in due affioramenti relativamente piccoli fra il Porto di Livorno e le Secche e sul lato occidentale di queste ultime;
- sabbia da fine a molto fine, orla con una fascia larga circa 1 km il piede settentrionale e nord-orientale delle Secche per poi giungere fino a Livorno e distribuirsi lungo tutto il litorale su una fascia più larga (circa 1,5 km) e formante un'ampia saccatura nel fondale a SW di Bocca d'Arno;
- limo, costituisce la frazione granulometrica di gran lunga più diffusa trovandosi su tutti i fondali al di sopra delle zone sopra definite.

Il corpo centrale delle Secche ha una forma a dorsale semi-piatta, allungata lungo un asse NNW-SSE che raggiunge 1,5 m di profondità, solcata da moltissime incisioni circolari, subcircolari e variamente conformate a losanghe più o meno allungate, dette «catini» dai pescatori locali.

Secondo G.Fierro et al. (*cit.*) e G.Hertweck ("*Taucharbeiten in den Secche della Meloria vor der Küste von Livorno (Italien)*" in "Senckenberg am Meer",1975) il termine di «catino» andrebbe riferito solo alle forme aperte nella «Panchina» tirreniana, mentre un termine diverso andrebbe coniato per le incisioni aperte nelle «*mattes*», sorta di sedimento misto, detritico e organogeno, formato prevalentemente da fanghi e resti di Posidonie morte, tenuti insieme dai rizomi di queste ultime. La differenza fra i due tipi di sedimento è notevole nel senso che il primo è una roccia vera e propria, che ha subìto una pur minima diagenesi con cementazione dei granuli interni (è passata quindi da un originario deposito di sabbia con abbondanti elementi calcarei a roccia definibile come <<calcarenite») mentre il secondo, ancora non diagenizzato, sta insieme come una roccia solo per l'impalcatura dei rizomi delle Posidonie, ma è facilmente incisibile anche con la pressione di un semplice coltello.

Questa fondamentale differenza fra «Panchina» e *mattes* ha suggerito l'ipotesi (G.Fierro et al., cit.) che nei fondali i due sedimenti diano luogo a morfologie diverse, che, una volta riconosciute favorirebbero il rilievo degli stessi affioramenti dei due tipi di sedimento. Ciò tanto più in quanto questi sedimenti vengono considerati di età diversa [almeno negli affioramenti dei fondali]; tirreniana la «Panchina»attuale o comunque olocenica le *mattes*.

Questa differenza di età sarebbe a favore di eventuali differenze di morfologia in quanto le incisioni nella «Panchina»tirreniana si sarebbero formate per carsismo [superficiale] (favorito dall'abbondante cemento carbonatico di questa roccia) durante le fasi würmiane, nelle quali questo sedimento venne ad emergere per l'abbassamento del livello del mare, mentre le incisioni delle

delicate *mattes* risulterebbero da azioni di dinamica marina, quali frangenti e correnti, nelle aree più esposte delle Secche. Queste ultime aree possono variare anche in tempi brevi, per semplici cambiamenti delle condizioni meteomarine, di modo che le aree di accumulo e quelle di erosione delle *mattes* si sposterebbero con relativa celerità".

A tutt'oggi non è stato ancora eseguito il rilevamento di grande dettaglio dei fondali delle Secche, per cui l'ipotesi di G.Fierro et al. attende una verifica e possiamo passare al capitolo sui tipi essenziali dei popolamenti vegetali del fondo marino tenendo presenti gli studi di G.Bacci, G.Bodino, E.Lodi, L.Rosi, "*Biologia delle Secche della Meloria. I. Prime ricerche e problemi di conservazione e ripopolamento*", in Boll. Pesca Pisc. Idrobiologia, XXVI, 1971 e di F.Cinelli, "*Biologia delle Secche della Meloria (Mar Tirreno). Contributo alla conoscenza della vegetazione Bentonica Marina*", ibid.

La fig. sopra, mostra le aree caratterizzate da fondali «rocciosi», ma già abbiamo veduto come questo termine, anche per la zona centrale delle Secche di gran lunga meglio conosciuta, implichi la confusione fra sedimenti rocciosi diagenizzati e pleistocenici («Panchina») e sedimenti non diagenizzati (*mattes*) e in gran parte senza dubbio olocenici. In pratica poi nulla conosciamo sulla natura degli altri fondali «rocciosi» segnalati nella stessa cartina di fig. 20 al di fuori del corpo centrale delle Secche. Per i fondali «rocciosi» corrispondenti a questo ultimo esistono moderni studi di biologia marina [qui sopra ricordati] volti alla determinazione dei diversi popolamenti vegetali e animali che saranno qui ripresi nelle linee essenziali per quanto riguarda in specie la vegetazione maggiormente influente sulla conformazione dei fondali stessi. Al contrario, per le aree al di fuori del corpo centrale delle Secche mancano studi di questo ultimo tipo. Comunque, in linea di massima e come primo approccio all'esame del problema, si può osservare che i fondali più ricchi di vegetazione sono quelli «rocciosi» e quelli nei quali la granulometria dei sedimenti sciolti, essendo maggiore, permette una migliore penetrazione e un più stabile supporto alla vegetazione stessa. Al contrario si può supporre che le aree meno ricche (o addirittura prive) di vegetazione corrispondano ai fondali fangosi come, del resto, è documentato dalle frequenti «increspature di fondo» («*ripple marks*>> da moto ondoso o da correnti), tipiche dei fondali classificati appunto come «mobili» in quanto caratterizzati dal continuo spostamento dei granuli detritici. D'altra parte la dimensione dei granuli nei fondi detritici sciolti non può essere assunta come unico elemento informativo sulle possibilità di presenza di popolamenti vegetali essendo, per esempio, ovvio che i fondali di sabbia fine o molto fine ai piedi settentrionali delle Secche possono meglio permettere questa presenza che non quelli, granulometricamente uguali, prospicienti la Bocca d'Arno e il litorale fino a Livorno. E' infatti ovvio che in questi ultimi l'impianto di una abbondante vegetazione è ostacolato dal continuo ricambio dovuto alla deriva litoranea, allo <<zappamento>> operato dai frangenti, alla maggiore torbidità delle acque e, quindi, minore trasparenza alla luce.

Dopo queste premesse passiamo all'esame dei popolamenti vegetali iniziando da quelli più noti e cioè da quelli delle Secche della Meloria, caratterizzati, nel loro stesso ambito, da una grande variabilità dovuta alla morfologia accidentata del fondale (fig. 20). Poiché la profondità delle Secche è compresa fra 1,5 e 25 m, nei popolamenti vegetali dovrebbero predominare le specie (dette fotofile) che vivono in zone luminose. Tuttavia la presenza di numerose irregolarità del fondo (secondo quanto già delineato nel paragrafo precedente) crea l'ambiente ideale per l'insediamento di numerosissimi popolamenti di specie (dette sciafile) che rifuggono dalla luce. Ciò spiega la presenza qualitativa e quantitativa di queste ultime in un ambiente poco profondo di acque piuttosto limpide.

Divideremo dunque la descrizione dei popolamenti vegetali individuati in due tipi, legati d'altra parte a differenti morfologie del fondale: popolamenti fotofili e popolamenti sciafili.

I primi ovviamente sono quelli caratterizzati da specie che necessitano di una determinata intensità luminosa al di sotto della quale la crescita è inibita; molte specie che hanno questa necessità fanno parte delle alghe brune o Feoficee. Questi popolamenti fotofili, da –2,5 fino a –22 m, si trovano sopra le superfici piane rocciose del corpo centrale delle Secche, che comprende l'attuale torre settecentesca (quella del XII secolo fu distrutta dopo la famosa battaglia del 1284) e il

faro ottocentesco fino alla Testa di Tramontana (fig. 20). Le specie che caratterizzano questi popolamenti fotofili sono le Feoficee *Padina pavonica* e *Dilophus fasciola*, con associate altre specie tipiche anche rosse o verdi come *Dictyota linearis, Boergeseniella fruticolosa, Cladophora prolifera, Laurencia obtusa*, ecc. che, nell'insieme, costituiscono l'associazione a *Padina* e *Cladosthephus verticillatus* elaborata da J.Feldmann per la vegetazione marina del Mediterraneo.

C'è da notare inoltre che questa zona delle Secche è molto ricca di sedimento detritico sciolto, classificato granulometricamente come sabbia grossolana e ghiaia molto fine (G.Fierro et al., cit.). L'abbondanza di questi tipi di sedimenti è caratterizzata dalla presenza di un'alga rossa (Rodoficea) *Halopytis incurvus*, definita da R.Molinier come specie fissatrice di sedimento. Sempre in questa zona delle Secche si sviluppano associazioni nelle quali predominano nettamente alghe termofile ad affinità subtropicale come *Penicillus capitatus, Anadyome stellata, Dasycladus vermicularis, Acetabularia acetabulum.*

Oltre al popolamento fotofilo sopra citato gran parte delle Secche è occupata dalla *Posidonia oceanica*, una fanerogama che si riproduce attraverso fiori e frutti. Questa specie costituisce estesi affioramenti fotofili, denominati «praterie», che si trovano in tutto il Mediterraneo fino a circa 40 m di profondità. Lungo il litorale livornese queste praterie occupano gran parte della fascia costiera anche se, attualmente, risultano molto frammentarie soprattutto nell'area antistante il porto, dove ormai mancano quasi completamente. Nelle Secche si trovano con maggiore frequenza ai margini, con sconfinamenti anche sul corpo centrale. Si può ritenere che in passato queste si sviluppassero molto rigogliose nei fondali fra il corpo centrale delle Secche e Livorno e lungo la costa, almeno da Antignano fino sugli scogli sui quali furono costruite alcune delle Torri di Porto Pisano; ciò risulta sia dalla natura dei fondali stessi, ricchi di affioramenti di «Panchina» e di sabbie, supporti adatti al loro impianto, sia dalla descrizione di G.Targioni Tozzetti ("*Relazioni di alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali, e gli antichi monumenti di essa*", Firenze, II, 1768) dell'enorme quantità di queste «alghe» morte che si trovavano nel XVIII secolo sul litorale livornese (non ancora colpito da inquinamenti urbani e industriali) e, più in particolare, fra Livorno e la Bocca di Calambrone.

La prateria a *Posidonia* che si trova nel corpo centrale delle Secche presenta zone di erosione in corrispondenza di alcuni tratti di affioramenti di *mattes*. In queste è riconoscibile una stratificazione che, nella parte superiore, mostra delle Posidonie viventi e, al di sotto, misto a sedimento più o meno fine, un groviglio di rizomi che nelle parti più profonde appartengono ad individui morti in momenti successivi e costituiscono un feltro di fibre vegetali e di detriti inorganici. Lo spessore di queste *mattes* può raggiungere 6 m: la differenza di altezza dipende dal tempo trascorso dalla installazione della prateria e dalla costanza delle condizioni ambientali per lo sviluppo. Nelle Secche della Meloria finora sono noti spessori fino a 3 m.

Le aree di queste praterie, nelle quali mancano le Posidonie mentre il fondo a *mattes* appare parzialmente eroso, sono ora a forma allungata, ora a forma più o meno circolare, entrambe chiamate <<catini» dai pescatori locali, ma per le quali è stato già osservato sarebbe più opportuno adoperare nomi diversi. Per queste forme d'erosione si può parlare di «*intermattes*» ossia di buche e solchi che si aprono in punti di minima resistenza delle *mattes*, sui quali si concentra la maggiore azione delle forze della dinamica marina (frangenti e correnti naturali alle quali vanno aggiunte quelle di induzione antropica come la deposizione e «aratura» delle ancore, lo strascico di reti, ecc.). Queste forme di erosione, una volta impostate, vengono via via ingrandite probabilmente perché esercitano un richiamo nelle forze stesse della dinamica marina e forze anche sotto l'azione di abrasione meccanica legata alla presenza di materiali detritici nelle acque in movimento sul fondo. Le pareti di queste zone di erosione sono uno dei luoghi ideali per i popolamenti sciafili.

Questo tipo di popolamenti è costituito da specie che necessitano di una bassa intensità luminosa per la loro crescita. Una simile condizione si trova sulle pareti delle depressioni viste sopra e anche nelle zone pianeggianti ricche di Posidonie nelle quali le foglie limitano fortemente la penetrazione della luce; si hanno infatti densità fino a 7.000 foglie in 1 m^2 di fondo. Così nelle aree sottostanti alle foglie di *Posidonia* e sulle pareti delle forme di erosione di *mattes* compaiono le alghe verdi

sciafile *Udothea petiolata* ed *Halimeda tuna* e l'alga rossa *Peyssonnelia squamaria*, a formare l'associazione Udothea-Peyssonnelietum di Molinier. Quest'ultima comprende una grande quantità di altre specie di alghe sciafile (in senso lato): *Sphaerococcus coronopipholius, Valonia macrophysa, Halymenia floresia, Nithophyllum punctatum*, ecc.

Anche nei «catini» aperti nella «Panchina» tirreniana (dove fra la prateria a *Posidonia* affiora questa roccia), nella zona a SW del faro, si trovano sulle pareti, costituite in gran parte da concrezioni organiche, ampi popolamenti sciafili. Pure questi sono composti da un'associazione del tipo Udotheo-Peyssonnelietum con una predominanza di alghe rosse incrostanti come *Pseudolithophyllum expansum* che fanno da supporto a un numero rilevante di specie sciafile in senso lato: *Dudresnaia verticillata, Peyssonnelia rubra, Cryptomenia lomation, Phyllophora nervosa, Palmophyllum crassum, Crysimenia ventricosa*, ecc.

Alle estremità della piattaforma delle Secche, verso fondali di –23 m in prossimità della Secca di Fuori, si trova un altro popolamento fotofilo costituito dall'alga bruna *Cystoseira spinosa*. Questa forma una vasta prateria il cui rigoglio è dovuto alla forte presenza di forti correnti che spazzano il fondo in continuità. La presenza di queste forti correnti è confermata anche dalle vaste zone di *intermattes* nella prateria di *Posidonia* delle aree circonvicine.

Anche il popolamento a *Cystoseira spinosa* definito da Fedmann come associazione a *Cystoseira spinosa* e *C. opuntoides*, raggiungendo i 30-40 cm di altezza, crea un sottostrato con una intensità luminosa limitata tale da permettere l'insediarsi di un popolamento sciafilo dato dalle specie: *Pseudolithophyllum expansum, Halimeda tuna, Palmophyllum crassum, Udothea petiolata, Valonia macrophysa*, ecc.".

Nel 1981, insieme ai colleghi fiorentini E.Aiello, C.Bartolini, G.Gabbani, E.Pranzini, G.Valleri, eseguii lo studio "*Morfologia e geologia delle Secche di Vada (Provincia di Livorno)*" in Boll. Soc. Geol. It., C, con l'impiego della motobarca Livorno II della Provincia di Livorno e di un mezzo di posizionamento di triangolazione elettronica Mini Range III Motorola (basato sulla misura dei lati del triangolo) e che consentiva una precisione di qualche metro. Le stazioni ripetitrici a terra furono installate una sul terrazzo di casa mia a Rosignano Solvay e una seconda, inizialmente, sul campanile della chiesa di Palazzi, in seguito sul Fitto di Cecina perché, tutte le volte che suonavano le campane (ma non ce ne siamo accorti subito), si produceva una risonanza magnetica che sembrava portarci in pieno Atlantico! La ridotta profondità dei fondali che caratterizzano la zona impose, per le ricerche in mare, l'uso di un'imbarcazione di modesto pescaggio; furono impiegati un ecografo ad alta frequenza Raytheon DE-719 B, una benna tipo Van Veen e le numerose immersioni subacquee di G.Gabbani e G.Valleri. Traggo dal riassunto di questa pubblicazione: "Dal punto di vista morfologico queste secche formano un vasto promontorio sommerso sul prolungamento della Piana di Vada; il fondale non supera generalmente i –20 m e giunge quasi ad emergere nelle vicinanze del Faro, circa 10 km ad occidente di Vada. Il raccordo con la piattaforma circostante (sui lati nord e ovest) avviene intorno all'isobata dei –60 m con un pendio rettilineo assai ben individuabile.

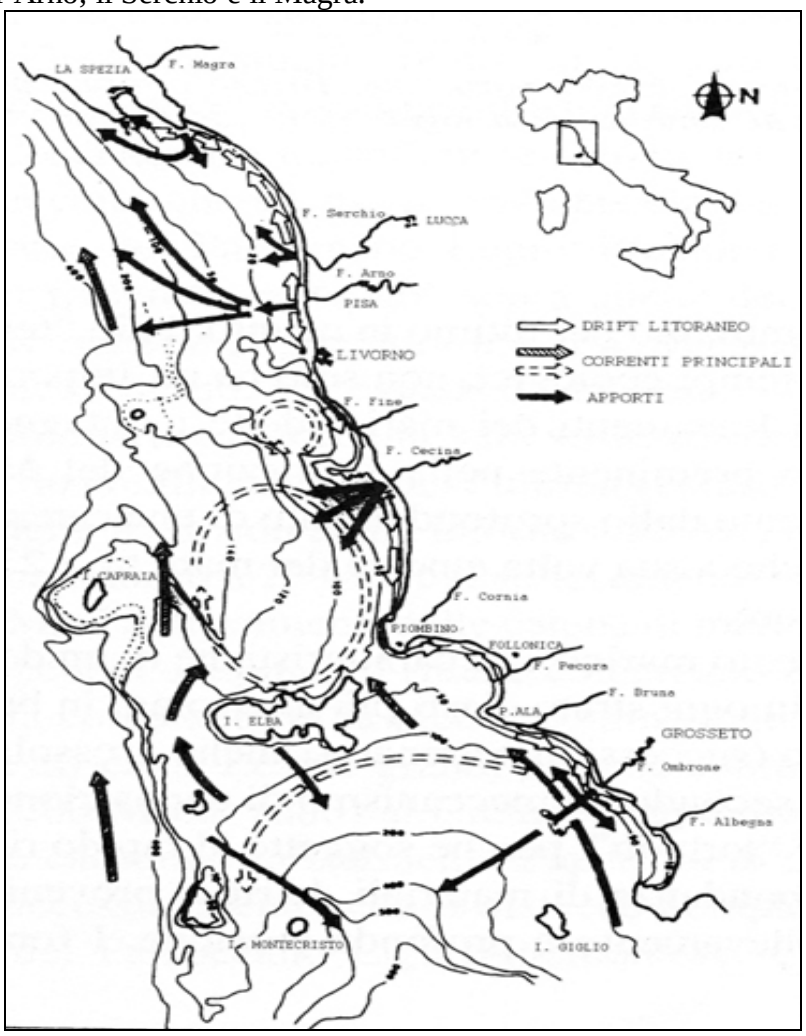
Sul corpo delle Secche sono state riconosciute delle zone morfologiche isopiche da terra verso il largo e cioè (secondo la denominazione dei pescatori locali): «i catini» o fondo con depressioni subcircolari; «gli spartiti» caratterizzati da affioramento di rocce stratificate; «le ricadute» o piccole scarpate collegate a costruzioni biogeniche del «Coralligeno»; «i cigli» o scarpate maggiori delimitanti i bordi delle Secche. La zona interna delle Secche, da circa 2 km dal Faro fino a circa 1 km dal litorale, è coperta da un'ampia prateria a Posidonie impiantata su *mattes*.

Per lo studio geologico sono stati eseguiti vari esami al microscopio dei campioni raccolti. E' stato riconosciuto che al fondo a «catini» corrisponde un substrato di «Panchina» del Tirreniano, mentre agli «spartiti» corrispondono affioramenti di un *Flysch* del Cretaceo Superiore, paragonabile con i *Flysch* ad *Helminthoidea* della Liguria.

Infine viene indicata la ricostruzione strutturale dell'area delle Secche anche in relazione con le zone adiacenti sia in terra sia in mare. Il corpo delle Secche sembra traversato più o meno a metà da

una faglia diretta circa NNW-SSE (parallela al litorale) che separa, verso Est, un *Graben* riempito di sedimenti marini del Pleistocene Inferiore da un *Horst* , verso Ovest, corrispondente agli affioramenti subacquei del *Flysch* del Cretaceo Superiore. La «Panchina» del Tirreniano ricopre in trasgressione eustatica più che altro i sedimenti del Pleistocene Inferiore e non sembra interessata da movimenti tettonici. Questa struttura prosegue verso NW ben oltre l'area delle Secche fino all'altezza di Quercianella, circa 12 km a Sud di Livorno".

Passando a considerazioni di carattere più oceanografico, l'ampiezza della piattaforma continentale (intorno ai 40 km di fronte al litorale versiliese-livornese e ai 50 km più a Sud) fa del Tirreno Settentrionale un mare «basso» per più di una abbondante metà, ben ossigenato fino al fondo e quindi con una vita organica ricca di scambi tra i fondali e la superficie, ottima per la pesca di specie pregiate, tanto più per la presenza delle due ampie secche litoranee di Meloria e di Vada, e del lungo bassofondo sommerso di Pianosa-Africhella in origine ammantate da praterie di *Posidonia oceanica.* La fig. sotto (tratta da O.Ferretti, F.Immordino, F.Manfredi Frattarelli "*Cartografia sedimentologica dei mari toscani. Criteri, possibilità, finalità*" in Atti, Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, CII , 1995) rappresenta il quadro sintetico dei processi di trasporto e di dispersione dei sedimenti nelle acque del Tirreno Settentrionale fino su fondali di 400 m. La corrente mediterranea generale si manifesta al limite della scarpata continentale, lungo l'inizio di fondali sui 400 m, ed è uniformemente diretta verso «ponente» (più precisamente verso NNW), salendo sulla piattaforma continentale solo in un breve tratto ad Est dell'Isola di Capraia; tra il fluire di questa corrente costante e il litorale, in pratica al di sopra della piattaforma continentale, il flusso delle masse d'acqua con i loro apporti detritici è condizionato dalla presenza delle isole d'Elba e della Capraia e delle secche di Vada e della Meloria, oltre che dalla posizione delle bocche dei corsi d'acqua che maggiormente riversano apporti sedimentari: l'Albegna, l'Osa, l'Ombrone, il Bruna, il Cornia, il Cecina, l'Arno, il Serchio e il Magra.



Quadro sintetico dei processi di trasporto e dispersione dei sedimenti.

Tutti i fiumi toscani trasportano al mare pochissima ghiaia, perché la scaricano prevalentemente al loro sboccare nei bacini subsidenti, in genere antichi letti lacustri, che incontrano fino dai loro tratti superiori e il Bruna e il Cornia anche nelle paludi presenti fino in prossimità delle bocche; solo i corsi d'acqua minori, non richiamati qui sopra, e il Magra, che scorre tutto nella montagnosa Liguria ma sbocca nel Bacino Versiliese-Pisano, forniscono ghiaia e massi in corrispondenza delle coste alte che comunque non raggiungono la quarta parte rispetto alle spiagge. Queste allungano le loro falcature con profili d'equilibrio curviformi fra i tratti rocciosi e solo le due maggiori, in corrispondenza delle foci dell'Ombrone e dell'Arno, presentano delta bialari che ne modificano le curvature in due settori, rispettivamente di «levante» e di «ponente». I materiali più minuti, limi e argille, che i fiumi in piena riversano in mare sfuggono in prevalenza alla deriva litoranea che rifornisce le spiagge e vanno a depositarsi maggiormente sulla piattaforma continentale.

La fig. sopra mette in evidenza come questi materiali sottili che sfuggono alla deriva litoranea generalmente non raggiungono la corrente generale, sopra definita, ma a Sud dell'Isola d'Elba e dei bassi fondali che la uniscono al Promontorio di Piombino e alla Dorsale di Pianosa-Africhella vengono distribuiti in un «ricircolo» che arricchisce la piattaforma continentale degli apporti detritici più minuti dell'Ombrone; altrettanto succede per gli apporti sottili del Cecina che entrano in un «ricircolo» semi racchiuso tra le Secche di Vada, il Promontorio di Piombino, l'isola d'Elba e l'Isola di Capraia; un altro «ricircolo» minore si sviluppa nel tratto compreso tra le Secche di Vada e le Secche della Meloria, mentre a Nord di queste ultime il «ricircolo» è talmente minuto che non compare, per ovvi motivi di scala nella fig. 21, ma è noto per le conchiglie che vengono spiaggiate tra la Diga del Marzocco del Porto di Livorno e la Bocca del Calambrone, provenienti dall'area delle secche più di quelle che possono vivere in quell'ultimo tratto di litorale molto basso.

A proposito delle spiagge della Provincia di Livorno va ricordato l' "*Atlante delle Spiagge Italiane*", stampato dalla S.E.L.C.A. nel 1985, sotto l'egida del CNR al quale ho avuto l'onore e il piacere di partecipare alla stesura del F° 104 – Pisa, insieme ai colleghi proff. B.Palla dell'Unità Operativa Geologia, che ha curato gli aspetti geodetici, G.Gandolfi e L.Paganelli dell'Unità Operativa Mineralogia, S.Cavazza e V.Milano dell'Unità Operativa Idraulica, P.G.Megale e P.Celestre dell'Unità Operativa Idraulica agraria. Le principali informazioni fornite da questo Atlante, che copre tutte le spiagge della Toscana, rispettivamente nei Fogli a scala 1:100.000 Massa-96, Pisa-104, Livorno-111, Volterra-112, Massa M.ma-119, Isola d'Elba-126, Piombino-127, Grosseto-128 e Orbetello-135, secondo la Prefazione del prof. G.Fierro, responsabile del Sottoprogetto «Dinamica dei Litorali» e curatore dell'opera, si riferiscono a:

"Opere umane – E' messo in evidenza lo stato dell'occupazione della fascia litoranea e sono segnalate tutte quelle opere che hanno un qualche rapporto con il regime, la dinamica e l'evoluzione delle spiagge, ivi comprese le dighe e l'escavazione di inerti dai litorali e dagli alvei fluviali.

Tipi naturali – Sono evidenziate le caratteristiche geomorfologiche di dettaglio della spiaggia emersa e sottomarina e, fra l'altro:

- le variazioni recenti della linea di riva;
- la tendenza all'accumulo o all'erosione dei fondali, per quelle aree per cui erano disponibili più rilievi batimetrici fra loro confrontabili;
- la subsidenza. Pur trattandosi di un fenomeno assai diffuso lungo le fasce costiere, sono stati riportati dati solo per quelle aree per le quali erano state effettuate misure specifiche;
- come informazione interpretativa sull'evoluzione del litorale, è indicata la tendenza all'avanzamento o all'arretramento della linea di riva.

Dinamica idrologica e sedimentaria – Sono riportati:

- il verso del trasporto dei sedimenti lungo riva ed al largo, definito prevalentemente sulla base di evidenze sedimentologiche e morfologiche;

- i caratteri composizionali e tessiturali dei sedimenti che, nelle zone meglio conosciute, sono relativi anche alla spiaggia sottomarina;
- le province petrografiche;
- saltuariamente compaiono anche indicazioni sulle portate liquide e solide dei corsi d'acqua, sulla base dei dati forniti dai Servizi di Stato. Al contrario, non è stato possibile riportare i dati sul moto ondoso e sul flusso di energia lungo riva a causa della loro discontinuità e disomogeneità. Inoltre, per la rappresentazione di tali dati – che comunque sono riportati nelle singole pubblicazioni scientifiche – sarebbe stata necessaria una base topografica a scala ben diversa da quella utilizzata per questo Atlante.

L'Atlante presenta la situazione alla fine del 1981 e non si può essere ottimisti sulla frequenza degli aggiornamenti. Analoghi Atlanti degli U.S.A. e dell'Australia attendono da diversi anni un aggiornamento e l'Atlante delle Caratteristiche Territoriali Primarie delle Coste Italiane dell'ENEL non è aggiornato dal 1973".

Infine ricordiamo rapidamente la nota del 1986 di M.Viel, C.Bianchi, C.Morri, C.Peroni, M.Putti, G.Rossi "*Il sistema marino costiero livornese: aspetti biosedimentologici*" in Atti I Convegno sullo Stato dell'Ambiente a Livorno, Comune di Livorno, alla voce "*Risultati*:

1) Aspetti sedimentologici

…si possono riconoscere tre facies principali:

- in relazione con la costa alta, tipica del litorale in oggetto, gli apporti detritici sono scarsi, per cui i sedimenti fra 10 e 30 m sono costituiti da sabbia grossolana o sono addirittura assenti, lasciando affiorare direttamente il substrato roccioso;
- fra 30 e 50 m appare una facies di sedimenti misti argilloso-sabbiosi;
- oltre la batimetria dei 50 m, i sedimenti prelevati presentano le caratteristiche di *silt* [=limo] argilloso con presenza più o meno abbondante di conchiglie di *Turritella*.

2) Aspetti biocenotici

I popolamenti bentici presenti nell'area in oggetto possono essere ricondotti a nove tipi fondamentali. Essi sono stati definiti utilizzando i criteri di J.M.Peres e J.Picard ("*Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*" in Rec. Trav. St. mar. Endoume, XXI,1964) e la terminologia di A.Meinesz, C.F.Boudouresque, C.Falconetti, J.M.Aster, D.Bay, J.J.Blanc, M.Bourcier, F.Cinelli, S.Cirik, G.Cristiani, I.Di Geronimo, G.Giaccone, J.G.Harnelin, L.Laubier, A.Z.Lovric, R.Molinier, J.Soyer. C.Vanvakas ("*Normalisation des symboles pour la représentation et la cartographie des biocénoses benthiques littorales de Méditerranée*" in Ann. Inst. Océanogr., LIX (2), 1983).

Sulle formazioni rocciose che caratterizzano gran parte del litorale livornese fin oltre i 30 m di profondità si rinvengono i tipici popolamenti dei substrati duri costieri mediterranei, già descritti in precedenti lavori da F.Cinelli ("*Primo contributo alla conoscenza della vegetazione algale bentonica del litorale di Livorno*" in Pubbl. Staz. Zool. Napoli, XXXVII, 1969) e da F.Biondi, B.Dell'Angelo, G.Di Paco, S.Palazzi, F.Serena ("*Notizie preliminari su una formazione corallina infralitorale rinvenuta lungo le coste livornesi, con osservazioni particolari sui Molluschi*" in Quad. Mus. St. Nat., Livorno, IV, 1983). Una grande estensione occupano, in particolare, I popolamenti «sciafili infralitorali su roccia» (*sir*), corrispondenti in massima parte all'associazione vegetale *Udoteo-Aglaothamnietum-tripinnati*. Al loro interno si sviluppa in enclave un coralligeno larvato, con estese concrezioni di *Pseudolithophyllum expansum* e serpulidi.

I fondali sabbiosi tra Quercianella e Castiglioncello sono abitati dalla biocenosi delle «sabbie fini ben classate» (SFBC), che si presenta con la facies ad *Owenia fusiformis* , tipica di situazioni leggermente infangate. Comuni sono anche i molluschi lamellibranchi *Tellina fabula, Spisula subtruncata* , e l'echinoderma *Echinocardium pusillum*.

Nella zona antistante Vada si estende invece un'ampia prateria della fanerogama *Posidonia oceanica* che si installa sia su sabbia (HPs) sia su «*matte*» (HPm). L'importanza di tale biocenosi

nell'economia del litorale marino è ben nota. In alcuni tratti le posidonie sono sostituite da radi prati della clorofita *Caulerpa prolifera*.

Nel tratto immediatamente antistante la foce del fiume Fine la prateria lascia il posto ad una formazione di «*matte*» morte (mmp) che accoglie il tipico popolamento algale fotofilo, tra cui spicca la rodoficea *Gracilaria confervoides*. Un po' più al largo di questa, si trova una biocenosi dei «ciottoli infralitorali» (GI). I ciottoli di dimensioni più notevoli presentano concrezioni di corallinacee, poriferi, briozoi. Sono numerosi i molluschi (*Chama, Ostrea, Bittium reticulatum*).

Oltre i 25 m di profondità, e fin verso i 100 m, si estende una vasta biocenosi dei «fanghi terrigeni costieri» (VTC) nel suo aspetto tipico, caratterizzato dall'abbondanza del polichete *Sternaspis scutata* e del crostaceo *Goneplax rhomboides*. Il sedimento fangoso è ricco di gusci del gasteropode *Turritella communis* e di numerosi frammenti lignei carbonizzati, chiaramente originati dagli incendi boschivi del litorale e trasportati dai venti.

Immediatamente a Sud di Livorno, ad una batimetria compresa tra i 30 ed i 60 m, l'abbondanza di materiale organico in decomposizione determina la presenza di un popolamento tipico dei «substrati mobili molto inquinati» (stp), caratterizzato dal bivalve *Corbula gibba* e da alcuni policheti.

Infine, oltre la batimetria dei 100 m, compare la biocenosi dei «fondi detritici infangati», caratterizzati dall'antozoo *Alcyonum palmatum* e da diversi policheti e da una componente biodetritica formata essenzialmente da frammenti di scheletri di briozoi di varie specie.

3) Aspetti microbiologici

Il consumo equivalente di ossigeno da parte dei sedimenti è stato stimato sulla base della quantità di resazzurrina ridotta dalle catene respiratorie microbiche dopo incubazione a 20° C. I due sedimenti esaminati si riferiscono l'uno ad una stazione a Sud di Livorno sulla batimetria dei 50 m, l'altro ad una stazione al largo di Castiglioncello sulla batimetria dei 35 m.

Il consumo equivalente di ossigeno nello strato superficiale (0-1 cm) è simile, essendo rispettivamente di 1,9 e 2,1 µg 0_2/h/g DW, anche se il contenuto in carbonio organico è più che doppio (2,7% rispetto a 1,1%).

Gli strati subsuperficiali esibiscono un consumo più elevato (fino a 5 volte quello superficiale) in corrispondenza della zona di transizione redox, ritenuta sede di intenso metabolismo e di produzione di biomassa batterica ad opera dei microrganismi chemioautotrofici.

Le conte su piastra (terreno ZoBell modificato) hanno dato risultati simili per i due sedimenti (1,5 e $0{,}9.10^6$ CFU/g FW rispettivamente).

Considerazioni finali

L'influenza degli scarichi urbani della città di Livorno è chiaramente evidenziata dalla presenza del popolamento tipico dei fondali inquinanti, il quale si protende a Sud verso il centro del bacino. La capacità mineralizzante microbica in relazione al contenuto di sostanza organica nella stazione B1 è inferiore di oltre 2 volte a quanto rilevato nei sedimenti al largo di Castiglioncello. Tale assenza di correlazione microbica non è infrequente in letteratura. Nel nostro caso potrebbe significare una parziale «refrattarietà»della sostanza organica alla decomposizione, essendo la parte più labile degradata durante il trasporto nelle masse d'acqua, con la conseguenza di un suo parziale accumulo nei sedimenti. Indicativa a tale riguardo è anche la presenza di gusci di *Turritella*, gasteropodi tipici di ambienti ricchi di sostanza organica.

Anche gli effetti dovuti alla Solvay possono essere evidenziati attraverso l'analisi biocenotica. Infatti la prateria di Vada, ancorché estesa, non appare particolarmente rigogliosa né dal punto di vista faunistico, né per quanto riguarda la densità dei fasci e la continuità delle formazioni, come è risultato dai rilevamenti acustici tramite *side-scan-sonar* e dalle osservazioni con telecamera subacquea.

Da ultimo, la circolazione delle masse d'acqua, prevalentemente chiusa all'interno del bacino, spiega le caratteristiche dei sedimenti (granulometria molto fine ed elevato tenore di materiale organico) ed è tale da mantenere al suo interno gli apporti terrigeni (eloquente è la presenza di frammenti lignei carbonizzati). Tali apporti sono scarsi in riferimento alla configurazione della costa, alta e rocciosa, ma rilevanti per quanto riguarda gli insediamenti antropici sulla terraferma.

Pertanto, particolare attenzione dovrà essere posta agli scarichi che convogliano al mare, direttamente o tramite i corsi d'acqua, i prodotti di rifiuto delle attività umane, in quanto il bacino compreso tra le secche della Meloria e di Vada può essere immaginato come un «bacino a rischio».

Le ulteriori ricerche avranno anche lo scopo di meglio definire questa ipotesi e di indagare i principali meccanismi che regolano l'economia del bacino".

Nel paragrafo precedente è stato sfiorato l'argomento degli inquinamenti delle acque e dei fondali marini collegati alle attività antropiche. Un argomento di interesse generale sul quale oramai esiste una bibliografia enorme. Per ovvi motivi di equilibrio fra le diverse parti di questo volume mi limiterò a riprodurre sull'argomento il capitolo "*Introduzione e destino degli inquinanti*", tratto dal libro dei proff. Giuseppe e Goffredo Cognetti, tra l'altro due studiosi livornesi per cui la citazione rientra nello spirito di questo lavoro. Si tratta del volume «Inquinamenti e protezione del mare» Calderini, 1992 e del quale traggo dall'indice l'elenco delle materie trattate in modo da informare sulla complessità e completezza dell'opera: 1-L'ecosistema marino, 2 – L'impatto delle attività umane sul mare, 3 – Scarichi urbani, 4 – Petroli, 5 – Composti organo-alogenati, 6- Metalli pesanti, 7 – Radioattività, 8 – Effluenti termici, 9 – Materiali inerti, 10 – Strategie adattative degli organismi marini, 11 – Valutazione dell'effetto di alterazioni ambientali, 12 – Gestione e conservazione dell'ambiente marino, 13 – Aree protette. E veniamo a vedere come gli inquinanti entrino in mare e quale destino gli aspetti: "Gli oceani costituiscono un complesso sistema controllato da una grande varietà di fattori fisici, chimici, biologici e geologici che interagiscono strettamente con l'atmosfera, le terre emerse ed i fondali.

L'impatto delle attività umane sugli oceani si fa risentire maggiormente lungo le coste. Oltre agli scarichi urbani ed industriali che sversano direttamente in mare, si devono considerare i corsi d'acqua, che possono trasportare anche da zone lontane dalle coste inquinanti di provenienza diversa come ad esempio dal dilavamento dei terreni agricoli, dagli allevamenti, dagli insediamenti urbani ed industriali dell'interno ecc. Il maggiore impatto è infatti dovuto alle masse d'acqua dolce che, a seconda della loro quantità e delle caratteristiche delle coste, danno luogo ad una stratificazione di acque meno salate che favoriscono la concentrazione in superficie di materiali estranei di origine terrestre che a seconda del gioco delle correnti e delle maree vengono trasportati a largo o lungo la costa. La grande massa di materiale organico viene degradata dall'azione batterica. I materiali particolari si accumulano nei sedimenti costieri ed una parte raggiunge le profondità degli oceani. Le sostanze disciolte vanno incontro a tutta una serie di trasformazioni. Gli elementi possono essere ossidati, ridotti o adsorbiti su particelle le quali tendono ad aggregarsi per adesione (flocculazione) con un aumento della sedimentazione soprattutto in vicinanza dei fiumi. L'adsorbimento ed il rilascio degli elementi sul particolato avviene sia per la riduzione della superficie disponibile, sia per cambiamenti negli equilibri di adsorbimento. Un cambiamento della solubilità di certi materiali attivi sulla superficie delle particelle è in rapporto a variazioni di salinità.

Lo strato d'acqua più superficiale dallo spessore di pochi micrometri svolge un importante ruolo negli scambi tra mare ed atmosfera. Gli scambi gassosi tra i due dominî avvengono attraverso questo strato di confine le cui proprietà chimico-fisiche hanno un importante effetto nei processi che spostano le molecole attraverso l'interfase aria-acqua. Qui vi sono infatti gas disciolti, molecole organiche, microrganismi, tutti coinvolti nell'interscambio.

Dall'atmosfera raggiungono lo strato superficiale numerosi inquinanti anche a grande distanza dalla fonte di emissione. Si tratta di tracce di metalli pesanti, composti azotati e solforati che, oltre ad essere di origine naturale (provenienti ad esempio dalle attività vulcaniche) derivano dalla combustione di idrocarburi, carbon fossile ecc. A questi si aggiungono i composti organo-alogenati e le sostanze radioattive. Si calcola che l'afflusso di mercurio, cadmio, zinco e piombo che giunge dall'aria sia superiore del 50 % da quello che proviene dalle terre emerse.

Le sostanze degli strati sottostanti possono essere trasportate alla superficie dalle bolle d'aria che raccolgono materiale, attivo a livello di interfase, durante la risalita e lo rilasciano nell'atmosfera

quando scoppiano in superficie. I batteri possono essere immessi nell'atmosfera sia attraverso questa strada sia dalla nebulizzazione degli strati superficiali dovuta ai venti.

I composti che influenzano le proprietà chimico-fisiche dello strato di interfase aria-acqua sono i detersivi, le complesse mescolanze organiche degli scarichi urbani e gli idrocarburi. Ingenti quantitativi di petrolio raggiungono giornalmente il mare sia per perdite dovute ad incidenti di vario tipo, sia soprattutto per il lavaggio delle cisterne delle petroliere che viene effettuato al largo. Va ricordato inoltre che una grande varietà di materiali di rifiuto viene sversata in mare in aree stabilite. Il petrolio si stratifica sulla superficie anche a grandi distanze dalle fonti di emissione con una pellicola sottilissima riducendo così gli scambi aria-acqua ed influenzando anche la riflessione e la penetrazione delle onde elettromagnetiche. La maggior parte del materiale conservativo che entra nell'ambiente marino finisce sul fondo dove si verifica una complessa attività fisica chimica e biologica principalmente dovuta ai processi batterici. I materiali vanno soggetti a tutta una serie di riciclaggi e solo una piccola parte si accumula come sedimenti. Nelle aree ad alto indice di produttività o in acque poco profonde arrivano sul fondo grandi quantità di materiale organico che viene degradato dai batteri finché vi è ossigeno sufficiente.

Anche i dragaggi effettuati lungo costa nei porti e negli estuari ed il successivo scarico di materiali di scavo al largo è causa non solo della modifica dei substrati con conseguenze sulla fauna bentonica, ma anche di diffusione di inquinanti se questi sono presenti nell'area di dragaggio".