



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

foglio 273

PISA

A cura di

**R. Carosi⁽¹⁾, C. Montomoli⁽²⁾, P. C. Pertusati⁽²⁾, G. Sarti⁽²⁾,
C. Frassi⁽²⁾, L. Leoni⁽²⁾**

Con contributi di:

Geologia del sottosuolo: **A. Amorosi⁽⁴⁾, S. Giacomelli⁽²⁾, V. Rossi⁽⁴⁾,
M. Ricci Lucchi⁽⁴⁾, V. Fontana⁽²⁾**

Idrogeologia: **F. Baldacci⁽²⁾, (†)**

Datazioni geocronologiche: **M. L. Balestrieri⁽³⁾**

Fossili: **G. Bianucci⁽²⁾, W. Landini⁽²⁾, S. Farina⁽²⁾**

Geologia tecnica e applicata: **G. D'Amato Avanzi⁽²⁾**

Vene e minerali: **A. Dini⁽⁵⁾, P. Orlandi⁽²⁾**

Georisorse per i beni culturali: **M. Lezzerini⁽²⁾, M. Franzini⁽²⁾, (†)**

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

(3) C.N.R., Istituto di Geoscienze e Georisorse, Unità operativa di Firenze

(4) Dipartimento di Scienze della terra Geologico-Ambientali, Università di Bologna

(5) C.N.R., Istituto di Geoscienze e Georisorse, Unità operativa di Pisa

Ente realizzatore:



Università di Pisa

Dipartimento di Scienze della Terra

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

C. Campobasso

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la regione Toscana:

G. Lavorini

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

F. Capotorti, C. Muraro

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER L'UNIVERSITÀ DI PISA - DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

Allestimento editoriale e cartografico:

R. Carosi, C. Montomoli, D. Nannini, C. Frassi

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

D. Nannini

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:

Laboratorio di Cartografia Informatica

Dipartimento di Scienze della Terra – Università di Pisa

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

S. Milella - Università di Pisa - Dipartimento di Scienze della Terra

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	9
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO-GEOMORFOLOGICO.....	»	10
II	- CENNI STORICI E STUDI PRECEDENTI	»	13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	»	19
1.	- INTRODUZIONE.....	»	19
1.1.	- LA STRUTTURA DEI MONTI PISANI.....	»	22
IV	- STRATIGRAFIA	»	25
1.	- DOMINIO TOSCANO.....	»	25
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	»	26
1.1.1.	- <i>Calcare Cavernoso (CCA)</i>	»	26
1.1.2.	- <i>Calcari a Rhaeticavicula contorta (RET)</i>	»	28
1.1.3.	- <i>Calcare Massiccio (MAS)</i>	»	29
1.1.4.	- <i>Rosso Ammonitico (RSA)</i>	»	30
1.1.5.	- <i>Calcare Selcifero di Limano (LIM)</i>	»	31
1.1.6.	- <i>Calcari e Marne a Posidonia (POD)</i>	»	32
1.1.7.	- <i>Calcare Selcifero della Val di Lima (SVL)</i>	»	33
1.1.8.	- <i>Diaspri (DSD)</i>	»	34
1.1.9.	- <i>Macigno (MAC)</i>	»	35
1.2.	- BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA L'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA E LE UNITÀ TETTONICHE DEL MONTE SERRA E DI S. MARIA DEL GIUDICE.....	»	35
1.2.1.	- <i>Brecce di Caprona (BDC)</i>	»	35
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DI S. MARIA DEL GIUDICE.....	»	37
1.3.1.	- <i>Scisti di San Lorenzo (LOR)</i>	»	37
1.3.2.	- <i>Brecce di Asciano (BSC)</i>	»	38
1.3.3.	- <i>Formazione della Verruca (VEU)</i>	»	39
1.3.3.1.	- Membro delle Anageniti Grossolane (VEU ₁).....	»	41
1.3.3.2.	- Membro degli Scisti Violetti (VEU ₂).....	»	41
1.3.3.3.	- Membro delle Anageniti Minute (VEU ₃).....	»	42

1.3.4.	-	<i>Quarziti del Monte Serra (QMS)</i>	»	42
1.3.4.1.	-	Membro degli Scisti Verdi (QMS₁).....	»	44
1.3.4.2.	-	Membro delle Quarziti Verdi (QMS₂).....	»	44
1.3.4.3.	-	Membro delle Quarziti Bianco-Rossa (QMS₃).....	»	44
1.3.4.4.	-	Membro delle Quarziti Viola Zonate (QMS₄).....	»	44
1.3.5.	-	<i>Grezzoni (GRE)</i>	»	44
1.3.6.	-	<i>Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, Auctt.) (CCE)</i>	»	45
1.3.7.	-	<i>Metacalcari con selce (CLF)</i>	»	46
1.3.8.	-	<i>Calcescisti (APU)</i>	»	47
1.3.9.	-	<i>Metacalcari ad Entrochi (ENT)</i>	»	48
1.3.10.	-	<i>Metaradiolariti (MDT)</i>	»	49
1.3.11.	-	<i>Scisti sericitici (SSR)</i>	»	49
1.3.11.1.	-	Cipollino (SSR₁).....	»	50
1.3.12.	-	<i>Pseudomacigno (PSM)</i>	»	51
1.4.	-	UNITÀ TETTONICA DEL MONTE SERRA.....	»	52
1.4.1.	-	<i>Filladi e quarziti di Buti (BUT)</i>	»	52
1.4.2.	-	<i>Brecce di Asciano (BSC)</i>	»	53
1.4.3.	-	<i>Formazione della Verruca (VEU)</i>	»	53
1.4.3.1.	-	Membro delle Anageniti Grossolane (VEU₁).....	»	54
1.4.3.2.	-	Membro degli Scisti Violetti (VEU₂).....	»	55
1.4.3.3.	-	Membro delle Anageniti Minute (VEU₃).....	»	56
1.4.4.	-	<i>Quarziti del Monte Serra (QMS)</i>	»	58
1.4.4.1.	-	Membro degli Scisti Verdi (QMS₁).....	»	58
1.4.4.2.	-	Membro delle Quarziti Verdi (QMS₂).....	»	59
1.4.4.3.	-	Membro delle Quarziti Bianco-Rossa (QMS₃).....	»	60
1.4.4.4.	-	Membro delle Quarziti Viola Zonate (QMS₄).....	»	62
1.4.5.	-	<i>Grezzoni (GRE)</i>	»	63
1.4.6.	-	<i>Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, Auctt.) (CCE)</i>	»	64
1.4.7.	-	<i>Metacalcari con selce (CLF)</i>	»	65

1.4.8.	-	<i>Metaradiolariti (MDT)</i>	»	65
1.4.9.	-	<i>Scisti sericitici (SSR)</i>	»	66
2.	-	DEPOSITI QUATERNARI.....	»	67
2.1.	-	DEPOSITI DELTIZI, LITORALI E MARINI PLEISTOCENICI.....	»	68
2.1.1.	-	<i>Formazione di Ponte alla Navetta (NTA)</i>	»	68
2.1.2.	-	<i>Sabbie di Nugola Vecchia (NUG)</i>	»	71
2.2.	-	DEPOSITI CONTINENTALI PLEISTOCENICI.....	»	73
2.2.1.	-	<i>Formazione delle Cerbaie (BCE)</i>	»	73
2.2.2.	-	<i>Formazione di Casa Poggio ai Lecci Auctt. p.p. (QPL)</i>	»	74
2.2.3.	-	<i>Detrito di falda (a₃)</i>	»	77
2.2.4.	-	<i>Depositi alluvionali terrazzati (bn_p)</i>	»	78
2.2.5.	-	<i>Formazione di Vicarello (QVC)</i>	»	79
2.3.	-	DEPOSITI OLOCENICI.....	»	84
2.3.1.	-	<i>Depositi alluvionali terrazzati (bn_a)</i>	»	84
2.3.2.	-	<i>Depositi alluvionali (b)</i>	»	85
2.3.3.	-	<i>Depositi eolici (d)</i>	»	87
2.3.4.	-	<i>Depositi lacustri (e₂)</i>	»	90
2.3.5.	-	<i>Depositi palustri (e₃)</i>	»	91
2.3.6.	-	<i>Deposito di versante (a)</i>	»	91
2.3.7.	-	<i>Deposito di frana (a₁)</i>	»	92
2.3.8.	-	<i>Depositi antropici (h)</i>	»	93
2.3.9.	-	<i>Discariche (h₁)</i>	»	93
V	-	TETTONICA	»	95
1.	-	UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.	»	97
2.	-	UNITÀ TETTONICA DI S. MARIA DEL GIUDICE	»	98
2.1.	-	FASE DEFORMATIVA D1.....	»	98
2.2.	-	FASE DEFORMATIVA D2.....	»	103
2.2.1.	-	<i>La struttura di interferenza polifasica di S. Giuliano Terme</i>	»	104
2.3.	-	FASE DEFORMATIVA D3.....	»	106
3.	-	UNITÀ TETTONICA DEL MONTE SERRA.....	»	107
3.1.	-	FASE DEFORMATIVA D1.....	»	107
3.2.	-	FASE DEFORMATIVA D2.....	»	112
3.3.	-	FASE DEFORMATIVA D3.....	»	112

4.	-	TETTONICA FRAGILE/DUTTILE E FRAGILE....	»	113
4.1.	-	CONOSCENZE PRECEDENTI.....	»	113
4.2.	-	ZONE DI TAGLIO FRAGILI-DUTTILI E FAGLIE INVERSE.....	»	115
4.3.	-	FAGLIE DIRETTE E TRASCORRENTI.....	»	117
4.4.	-	CONSIDERAZIONI GENERALI.....	»	120
4.5.	-	LINEAMENTI DA FOTO AEREE.....	»	122
VI	-	METAMORFISMO	»	123
1.	-	INTRODUZIONE.....	»	123
2.	-	CARATTERI MINERALOGICI E RELAZIONI TRA DEFORMAZIONE E METAMORFISMO.....	»	123
2.1.	-	UNITÀ TETTONICA DI S. MARIA DEL GIUDICE.....	»	124
2.2.	-	UNITÀ TETTONICA DEL MONTE SERRA.....	»	126
3.	-	GLI INDICATORI METAMORFICI E LE CONDIZIONI FISICHE DEL METAMORFISMO.....	»	127
3.1.	-	INDICATORI METAMORFICI: SINTESI DELLE METODOLOGIE..	»	128
3.1.1.	-	<i>Indice di cristallinità dell'illite</i>	»	128
3.1.2.	-	<i>Contenuto di Si e parametro b della muscovite</i>	»	129
3.1.3.	-	<i>Geotermometro calcite – dolomite</i>	»	130
3.1.4.	-	<i>Studio delle inclusioni fluide</i>	»	130
3.2.	-	CONDIZIONI FISICHE DEL METAMORFISMO.....	»	131
3.2.1.	-	<i>Unità tettonica della Falda Toscana</i>	»	131
3.2.2.	-	<i>Unità tettonica di S. Maria del Giudice</i>	»	133
3.2.3.	-	<i>Unità tettonica del Monte Serra</i>	»	136
3.2.3.1.	-	Analisi delle inclusioni fluide.....	»	140
VII	-	GEOCRONOLOGIA	»	145
1.	-	TRACCE DI FISSIONE.....	»	145
1.1.	-	METODOLOGIA.....	»	145
1.2.	-	RISULTATI.....	»	147
VIII	-	GEOLOGIA DEL SOTTOSUOLO	»	153
1.	-	PREMESSA.....	»	153
2.	-	INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA PIA- NURA DEL FIUME ARNO.....	»	154

3.	- INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO - DEPOSITIVAZIONE DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA DI PISA..... »	157
4.	- NUOVO QUADRO STRATIGRAFICO – DEPOSITIVAZIONE DEL PRIMO SOTTOSUOLO DELLA PIANURA DI PISA..... »	161
4.1.	- STRATIGRAFIA DEL SONDAGGIO M1..... »	163
5.	- METODOLOGIE APPLICATE..... »	166
6.	- FACIES ED ASSOCIAZIONI DI FACIES RICONOSCIUTE NEL SOTTOSUOLO..... »	170
6.1.	- ASSOCIAZIONE DI PIANURA ALLUVIONALE..... »	170
6.1.1.	- <i>Facies di piana inondabile</i> »	170
6.1.2.	- <i>Facies di argine</i> »	171
6.1.3.	- <i>Facies di canale fluviale/crevasse splay</i> »	171
6.2.	- ASSOCIAZIONE DI PIANURA COSTIERA..... »	172
6.2.1.	- <i>Facies di piana costiera e palude</i> »	172
6.2.2.	- <i>Facies di canale distributore</i> »	173
6.3.	- ASSOCIAZIONE DI LAGUNA – ESTUARIO..... »	174
6.3.1.	- <i>Depositi di foce interna di estuario (Bay-head delta)</i> »	174
6.3.2.	- <i>Facies di laguna – estuario</i> »	174
6.4.	- ASSOCIAZIONE DELTIZIO - LITORALE..... »	175
6.4.1.	- <i>Facies di spiaggia sommersa e fronte deltizio</i> »	175
6.4.2.	- <i>Facies di prodelta – baia</i> »	176
7.	- ARCHITETTURA DEPOSITIVAZIONE DEI DEPOSITI TARDO PLEISTOCENICI-OLOCENICI DI SOTTOSUOLO..... »	177
8.	- STRATIGRAFIA SEQUENZIALE E <i>TIMING</i> DELL'INCISIONE VALLIVA..... »	191
IX	- I MINERALI DEI MONTI PISANI »	197
1.	- INTRODUZIONE..... »	197
2.	- IL SISTEMA DI VENE DI MONTE CASCETTO – COSTA MORIGLIONE..... »	200
3.	- IL SISTEMA DI VENE DI MONTE VERRUCA..... »	205
4.	- IL SISTEMA DI VENE DELLA VALLE DI VORNO »	206
5.	- IL SISTEMA DI VENE DI SAN GIULIANO TERME »	208
6.	- I MINERALI DELLE SABBIE DEI MONTI PISANI »	209

7.	-	CONCLUSIONI.....	»	211
X	-	GEORISORSE PER I BENI CULTURALI.....	»	213
1.	-	LE PIETRE ORNAMENTALI DEI MONTI PISANI	»	213
XI	-	LOCALITÀ FOSSILIFERE DEI MONTI PISANI	»	219
XII	-	ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA.....	»	237
1.	-	LE CAVE NELLE FORMAZIONI LAPIDEE.....	»	237
2.	-	LE CAVE NELLE FORMAZIONI SCIOLTE.....	»	241
XIII	-	FENOMENI CARSICI.....	»	243
XIV	-	LINEAMENTI DI IDROGEOLOGIA.....	»	247
1.	-	MONTI D'OLTRE SERCHIO.....	»	248
2.	-	MONTI PISANI.....	»	249
2.1.	-	SISTEMA IDROGEOLOGICO DI S. GIULIANO TERME.....	»	249
2.2.	-	SISTEMA IDROGEOLOGICO DI CALCI.....	»	251
XV	-	ABSTRACT.....	»	253
XVI	-	LEGEND.....	»	257
		BIBLIOGRAFIA.....	»	269
		APPENDICE 1 TRIVELLATE A MANO.....	»	287
		APPENDICE 2 STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI ESEGUITI PER IL PROGETTO CARG.....	»	309

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 273 Pisa della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato tramite una convenzione tra la Regione Toscana e l'ISPRA/ex APAT - Servizio Geologico Nazionale stipulata nell'anno 2003 nell'ambito del progetto CARG per la realizzazione della nuova Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000.

I rilevamenti di campagna e la relativa banca dati sono stati affidati al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa attraverso una convenzione con la Regione Toscana.

L'area del Foglio 273 Pisa è situata nella porzione centro settentrionale della Toscana e ricade per l'84% nella provincia di Pisa, per circa il 5% nella provincia di Livorno e per il restante 11% nella provincia di Lucca.

Il Foglio 273 Pisa comprende la maggior parte del massiccio metamorfico dei Monti Pisani (circa il 40% del foglio) ed in minor misura i Monti D'Oltre Serchio (nella porzione nord-occidentale del foglio). L'area circostante i rilievi montuosi è occupata da limitati depositi del Pleistocene, da vasti depositi della pianura del fiume Arno e in prossimità del margine occidentale, da esigui affioramenti di depositi sabbiosi e dune litoranee che, nel loro complesso, occupano circa il 50% del foglio.

Rispetto alle edizioni precedenti della cartografia geologica ufficiale alla scala 1:100.000, il Foglio 273 Pisa è compreso nel Foglio 104 Pisa, nel Foglio 105 Lucca ed, in minima parte, nei Fogli 111 Livorno e 112 Volterra.

Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000 utilizzando come

base topografica la Carta Tecnica Regionale, mentre per la banca dati sono state utilizzate le Sezioni alla scala 1.25.000 I - Buti, II - Pontedera, III - Vicarello e IV - Pisa dell'Istituto Geografico Militare.

Il rilevamento geologico è stato effettuato negli anni 2003-2006 sotto il coordinamento del Prof. Piero Carlo Pertusati, del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, e del Prof. Rodolfo Carosi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino. La direzione del rilevamento è stata eseguita dalla Prof.ssa Chiara Montomoli del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa.

I rilevamenti geologici e l'analisi strutturale delle aree di montagna sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 dal Prof. Rodolfo Carosi, dal Prof. Piero Carlo Pertusati, dalla Prof.ssa Chiara Montomoli, dal Dott. Stefano Magi, dal Dott. Mirco Franceschi e dal Dott. David Iacopini revisionando in parte i rilevamenti geologici effettuati negli anni '60 e '70 dal Prof. Marco Tongiorgi e dal Dott. Antonio Rau. Il rilevamento dell'area di pianura e dei depositi quaternari è stato curato dal Prof. Giovanni Sarti del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa ed i rilevamenti geologici sono stati effettuati alla scala 1:10.000 dal Dott. Andrea Ciampalini e dal Prof. Giovanni Sarti. Le analisi petrografiche e mineralogiche sono state svolte dal Prof. Leonardo Leoni e dalla Prof.ssa Chiara Montomoli. La banca dati è stata realizzata dal Dott. Daniele Nannini presso il Laboratorio di Cartografia Informatica del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa.

Per i rilevamenti del Dominio Toscano sono stati adottati criteri litostratigrafici e molte formazioni sono state suddivise in membri mentre per i depositi quaternari di sottosuolo sono stati adottati i criteri della stratigrafia sequenziale.

Le formazioni, formali ed informali, sono indicate nel Foglio con l'utilizzo di tre lettere maiuscole mentre i membri vengono individuati mediante numeri minuscoli posti in pedice alle lettere della formazione a cui appartengono. I nomi formazionali adottati nel Foglio 273 Pisa sono conformi a quelli utilizzati nei confinanti Fogli 260 Viareggio (A.A.V.V., in stampa), 283 Volterra (A.A.V.V., 2002) ed elencati in CARIMATI *et alii* (1981).

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO-GEOMORFOLOGICO

I Monti Pisani e i Monti d'Oltre Serchio costituiscono dei rilievi di modesta entità (il Monte Serra raggiunge una quota poco superiore a 900 m s.l.m.), che limitano la pianura di Pisa a nord-est. Fin dall'epoca romana, la pianura di Pisa, ha subito profonde modificazioni del paesaggio naturale, soprattutto per la realizzazione di grandi opere di bonifica e di sistemazioni idraulico-agrarie che hanno reso quasi del tutto artificiale il sistema di drenaggio. La pianura di Pisa è attraversata

dai tratti finali del corso del fiume Arno e del fiume Serchio.

Dal punto di vista geologico la pianura di Pisa si inserisce all'interno di una vasta depressione tettonica di forma trapezoidale, in parte sottomarina, collocata sul prolungamento sud-orientale del graben del Fiume Magra.

La pianura di Pisa è una pianura costiera formatasi in seguito all'accumulo di sedimenti fluvio-lacustri del sistema Arno-Serchio, attualmente indipendenti, e di depositi eolico-transizionali dei lidi e delle dune litoranei, progradanti verso il mare aperto. La fascia pedemontana presenta caratteri di sovralluvionamento dovuti a più fasi di innalzamenti glacio-eustatici del livello del mare, dove tratti con ripide pareti si alternano a tratti che si raccordano meno rapidamente con la pianura, attraverso estesi apparati alluvionali (coni di deiezione e/o terrazzati). I corsi d'acqua originati dai Monti Pisani sono canalizzati nei loro tratti in pianura e convogliati nella fitta rete di fossi e canali, che sono serviti, nel passato, come forza motrice e come idrovie. Il deflusso delle acque verso il mare infatti, è favorito da due grandi canali artificiali: l'Arnaccio, che raccoglie le acque della pianura di Bientina, e lo Scolmatore, che raccoglie le acque dalla depressione di Fucecchio, e da vari torrenti che solcano le Colline pisane e livornesi.

PROGETTO

CARG

II - CENNI STORICI E STUDI PRECEDENTI

Un contributo fondamentale alla conoscenza della geologia dei Monti Pisani va attribuito agli studi effettuati da PAOLO SAVI a partire dalla seconda metà del secolo scorso. SAVI (1832) è stato il primo a riconoscere l'origine sedimentaria e la natura metamorfica delle rocce silicoclastiche che costituiscono l'ossatura principale del massiccio dei Monti Pisani introducendo il termine "Verrucano". Con questo termine veniva indicato il complesso di rocce silico-clastiche affioranti al di sotto della successione del Macigno, definita come l'insieme di rocce stratificate del "Calcere compatto" o "Alberese" e della sovrastante "Arenaria Macigno" vera e propria. SAVI (1832) per primo individuò precise correlazioni tra la successione metamorfica dei Monti Pisani e quella non metamorfica dei Monti d'Oltre Serchio.

La presenza di affioramenti di rocce più antiche al centro del massiccio montuoso e di rocce relativamente più giovani lungo i margini del massiccio stesso, indusse il SAVI (1846) ad applicare ai Monti Pisani la teoria plutoniana secondo la quale il sollevamento del rilievo ed il metamorfismo sarebbero stati indotti dalla risalita di "rocce tifoniane". A questi sollevamenti, ritenuti tardivi rispetto alla formazione della catena appenninica principale, venivano ricondotte le Alpi Apuane e gli altri massicci della Toscana appartenenti alla cosiddetta "catena metallifera" (es. Monticiano-Roccastrada, Monte Leone, Monti dell'Uccellina).

Questo modello di deformazione, caratterizzato da grandi movimenti verticali e dallo sviluppo di massicci di forme ellissoidali, è rimasto alla base di tutte le interpretazioni tettoniche proposte per l'evoluzione della catena appenninica fino alla

definitiva affermazione delle “moderne” teorie faldiste.

Con il riconoscimento della natura sedimentaria del Verrucano s.l. inizia una lunga e dibattuta controversia circa la sua età. Inizialmente il ritrovamento di fossili Liassici nei Calcari Ceroidi di S. Giuliano Terme, inducono SAVI (1832) a sostenere l'età Liassica del Verrucano. Successivamente, nel giro di pochi anni, l'età del Verrucano viene attribuita prima al Trias (SAVI, 1846) e, successivamente al ritrovamento di fossili nel Verrucano di Iano, al Carbonifero (SAVI & MENE-GHINI, 1851).

Nella seconda metà dell'800 la progressiva risoluzione dei rapporti geometrici tra i diversi complessi affioranti nell'area apuana, ha portato all'affermazione della cosiddetta “teoria autoctonista”. Secondo questa teoria tutte le formazioni geometricamente comprese tra i Grezzoni triassici apuani e i calcari “infraliassici” dell'attuale Falda Toscana (corrispondenti a buona parte della successione mesozoica metamorfica delle Alpi Apuane e al Verrucano dell'Unità di Massa) si sono deposte precedentemente al Retico. In questa ottica, l'assenza nei Monti Pisani dell'equivalente dei marmi apuani induce DE STEFANI (1876) ad interpretare il Verrucano dei Monti Pisani come l'analogo delle successioni triassiche post-marmi della regione apuana.

Il ritrovamento di lamellibranchi presso Calci (LOTTI, 1881) e di insetti e fossili vegetali negli scisti grafitosi (cfr. Scisti di San Lorenzo, LOR) nella valle del Guappero, mette nuovamente in discussione l'età del Verrucano dei Monti Pisani. L'attribuzione delle flore fossili al Carbonifero o, al limite, al Permiano inferiore, convincono DE STEFANI a sostenere fermamente l'età paleozoica del Verrucano.

Successivi studi effettuati sui rilievi compresi tra la Valle del Guappero e la valle del Serchio (LOTTI, 1888, 1908, 1910), evidenziano la natura tettonica del contatto tra i diaspri del Titoniano e la sovrastante successione toscana non metamorfica, contribuendo così al superamento della teoria “autoctonista”. Tuttavia, l'età e le relazioni tra le formazioni toscane metamorfiche e non metamorfiche sono ancora oggetto di aspre dispute. Agli inizi del '900, infatti, FUCINI (1910) affermò l'età cretacea di una scaglia tettonica di Verrucano ritenuta equivalente alle anageniti della Verruca. Questa età, contestata da molti autori italiani e stranieri, fu difesa tenacemente fino all'inizio degli anni '40. A FUCINI (1925) va tuttavia riconosciuto il merito di aver proposto una suddivisione all'interno della serie clastica fino a quel momento ritenuta impossibile da quasi tutti gli studiosi, distinguendo una formazione inferiore prevalentemente scistosa (l'“Antracolitico”), da una superiore caratterizzata da facies più grossolane (Verrucano tipico). Solo LOTTI (1910) aveva proposto una possibile suddivisione distinguendo gli “scisti inferiori” e i “conglomerati” datati allo Stefaniano e gli “scisti superiori” attribuiti allo Stefaniano superiore.

Negli anni '30 si assiste alla progressiva accettazione delle moderne teorie

faldiste introdotte principalmente da autori di lingua tedesca. Nei Monti Pisani TILLMANN (1930) individua due unità tettoniche sovrapposte: la Toscanide II alloctona sulla Toscanide I, autoctona. Il sovrascorrimento tra le due unità tettoniche era individuato alla base del Verrucano di Rupe Cava. Secondo KOBER (1931) e STAUB (1932), invece, le Toscanidi sono entrambe alloctone e si accavallano sulle “Carraridi” affioranti nel nucleo apuano. TEICHMUELLER & SELZER (1931) infine, propongono un modello strutturale a pieghe risultato del collasso gravitativo successivo alla messa in posto delle unità.

Le scarse conoscenze stratigrafiche delle successioni dei Monti Pisani hanno rappresentato per molto tempo un limite alla ricostruzione dell’assetto strutturale e all’interpretazione tettonica dell’area.

IPPOLITO (1950), in un primo lavoro di dettaglio eseguito nell’area della Valle del Guappero, introduce per la prima volta considerazioni paleoambientali riconoscendo depositi di delta e lagunari. Tuttavia continua a negare la possibilità di riconoscere eventuali suddivisioni all’interno della serie clastica e a sostenere l’ipotesi che gli scisti carboniferi della valle del Guappero siano le formazioni più recenti del massiccio montuoso. Pochi anni dopo TREVISAN (1955) riesce finalmente a distinguere un Verrucano di età paleozoica (l’attuale formazione degli Scisti di San Lorenzo, LOR) ed un Verrucano di età triassica (Verrucano tipico), separati da una lacuna stratigrafica. Con questa suddivisione gli Scisti di San Lorenzo vengono collocati alla base della successione (e non al tetto), mentre la lacuna stratigrafica viene collocata alla base dei conglomerati quarzosi (le Anageniti del Monte Veruca) e utilizzata come un vero e proprio orizzonte guida che separa le formazioni paleozoiche dalle sovrastanti formazioni triassiche.

Le conoscenze stratigrafiche dei Monti Pisani fanno un ulteriore balzo avanti grazie soprattutto ai dettagliati studi stratigrafici effettuati da SCHIAFFINO & TONGIORGI (1962). Questi Autori distinguono 7 livelli cartografabili nella sequenza silicoclastica del Verrucano tipico e istituiscono una nuova formazione paleozoica: le “Arenarie Listate” (cfr. Filladi e quarziti di Buti, BUT).

Nel decennio successivo, GIANNINI & NARDI (1965), RAU & TONGIORGI (1965, 1966a, b, 1968a, b; 1969; 1970; 1974) ampliano il rilevamento a tutta l’area dei Monti Pisani e ai Monti d’Oltre Serchio. Importanti anche i contributi di TREVISAN *et alii* (1965), ELTER *et alii* (1966), BORSI *et alii* (1967), GRAZIU *et alii* (1968) e PATACCA *et alii* (1973).

Il lavoro di RAU & TONGIORGI (1974) rappresenta sicuramente la più completa monografia e una pietra miliare nella geologia dei Monti Pisani. Allo scopo di distinguere i dati raccolti dall’interpretazione, gli Autori hanno compilato una carta degli affioramenti presenti nel massiccio montuoso e una carta interpretativa alla scala 1:25.000.

Durante il rilevamento geologico, la successione stratigrafica proposta da

SCHIAFFINO & TONGIORGI (1962) viene riconosciuta in tutto il massiccio dei Monti Pisani e i 7 livelli silicoclastici precedentemente individuati, vengono classificati come membri e raggruppati in due nuove formazioni: la formazione della Verruca (VEU) e quella delle Quarziti del Monte Serra (QMS). Viene inoltre, istituita un'ulteriore formazione paleozoica, quella dei Conglomerati e breccie di Asciano (BSC). Questi Autori hanno anche il merito di aver attribuito al Carnico la formazione delle Quarziti del Monte Serra (QMS) (mediante una revisione critica di tutti i reperti fossili precedentemente raccolti) e al Triassico medio la formazione della Verruca (VEU) (mediante correlazioni stratigrafiche).

Gli scrupolosi studi sedimentologici, paleontologici e paleo climatici consentirono inoltre a RAU & TONGIORGI (1974) e TONGIORGI *et alii* (1977) di stabilire l'ambiente di sedimentazione di ciascun membro della successione silico-clastica.

Gli stessi Autori inoltre, hanno effettuato anche un'analisi strutturale che ha permesso di evidenziare l'estrema complessità dell'area con l'individuazione di tre unità tettoniche sovrapposte (l'Unità tettonica del Monte Serra, l'Unità tettonica di S. Maria del Giudice e l'Unità tettonica della Falda Toscana), separate da importanti contatti tettonici ad andamento sud-ovest/nord-est. Il sovrascorrimento principale tra le unità metamorfiche di S. Maria del Giudice e del Monte Serra viene individuato in corrispondenza della linea Asciano-Vorno, che delimita verso nord-ovest una zona di "scaglie dorsali" dell'Unità tettonica del Monte Serra denominata "zona a scaglie del Faeta". Nell'Unità tettonica del Monte Serra prevalgono strutture ad andamento appenninico nord-ovest/sud-est sia a vergenza "adriatica" sia a vergenza "tirrenica", mentre nella "zona a scaglie del Faeta" e nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice predominano strutture anti-appenniniche e trasversali ad andamento nord-est/sud-ovest.

Sulla base di correlazioni stratigrafiche inoltre, RAU & TONGIORGI (1974) comparano da un punto di vista tettonico-strutturale, le formazioni metamorfiche dei Monti Pisani con quelle dell'Unità tettonica di Massa affiorante nell'area apuana, introducendo così l'ipotesi che tutte le unità tettoniche dei Monti Pisani siano alloctone.

Questi Autori ipotizzano la presenza di almeno due fasi compressive duttili principali (denominate 1a e 2a fase Etrusca) legate alla rotazione del blocco sardo-corso e una fase estensionale fragile che viene messa in relazione alla recente apertura del Tirreno settentrionale. Infine, riconoscono per la prima volta, relitti di deformazioni erciniche all'interno della formazione delle Filladi e quarziti di Buti (BUT).

Le conoscenze geologiche dei Monti Pisani hanno subito un ulteriore passo avanti a partire dalla fine degli anni '80, quando moderni lavori geologico strutturali e petrografico-mineralogici hanno permesso di vincolare in dettaglio l'evol-

zione tettono-metamorfica del massiccio montuoso.

In particolare i lavori di FRANCESCHELLI *et alii* (1986, 2004 con bibliografia) hanno individuato e descritto accuratamente l'associazione metamorfica della successione silicoclastica triassica individuando le condizioni termo-bariche relative al picco metamorfico. Sulla base del contenuto di Si questi Autori hanno individuato due intervalli di pressione, il primo tra 3-4 kbar ed il secondo tra 6-8 kbar. Tuttavia, non avendo sufficienti dati petrologici a supporto, FRANCESCHELLI *et alii* (1986) hanno ritenuto che durante il picco metamorfico si siano raggiunte pressioni di 3-4 Kbar che ben si accordano con il carico litostatico equivalente allo spessore stratigrafico delle sovrastanti unità liguri e toscane.

Stime della temperatura di metamorfismo della formazione dei Marmi dei Monti Pisani (CCE) dell'unità tettonica di S. Maria del Giudice sono stati effettuati da CAROSI *et alii* (1993), mentre studi sulle inclusioni fluide effettuati da DINI *et alii* (1998) e MONTOMOLI (2002) in vene sin-D1 all'interno della successione silicoclastica dell'Unità tettonica del Monte Serra, hanno permesso di vincolare ulteriormente le condizioni di pressione più elevate non del tutto riconducibili al solo "carico litostatico".

Dettagliati studi strutturali effettuati a partire dagli anni '90, descrivono una tettonica polifasata più articolata rispetto a quella descritta da RAU & TONGIORGI (1974). Gli studi di CAROSI *et alii* (1995, 1996, 1997, 2004) e CAROSI & MONTOMOLI (1998, 1999, 2002) documentano almeno tre fasi plicative: le prime due sono caratterizzate da direzioni di raccorciamento orizzontali e fra loro ortogonali, mentre la terza fase deformativa, legata al collasso della catena, è caratterizzata da piani assiali debolmente inclinati.

PROGETTO

CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - INTRODUZIONE

La struttura fondamentale dell'Appennino trae origine dalla prolungata interazione, durante l'Oligocene superiore - Miocene, tra i margini continentali della microplacca Adria e del blocco Sardo-Corso (BOCCALETTI *et alii*, 1971; ALVAREZ *et alii*, 1974; DALLAN NARDI & NARDI, 1978; BOCCALETTI & COLI, 1983; KLIGFIELD *et alii*, 1986).

A seguito della definitiva chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese e della successiva fase di collisione continentale, unità tettoniche appartenenti al dominio oceanico (Unità Liguri) si sono sovrapposte a unità appartenenti al margine continentale della placca Adria (Dominio Toscano e Umbro - Marchigiano) mediante lo sviluppo di estesi accavallamenti (*thrusts*) a vergenza orientale e pieghe rovesciate.

La migrazione del fronte compressivo verso est (MERLA, 1952; ELTER, 1960; BORTOLOTTI *et alii*, 1970) (indicata dal ringiovanimento in questa direzione dei depositi implicati nella deformazione), ha portato all'interno delle unità originate da domini continentali, all'individuazione di una zona esterna, l'avampaese padano-adriatico, e di una zona relativamente più interna, localizzata in corrispondenza dell'area delle Alpi Apuane, dove affiorano le unità tettoniche più profonde della catena appenninica. In quest'area, le unità tettoniche derivate dalla deformazione del margine continentale della placca Adria sono attribuite a due differenti domini:

il Dominio Toscano Interno, rappresentato dall'Unità tettonica della Falda Toscana (BALDACCINI *et alii*, 1967) e il Dominio Toscano Esterno, costituito dall'Unità tettonica delle Alpi Apuane e dall'Unità tettonica di Massa s.l.

L'Unità tettonica della Falda Toscana, scollata al livello delle evaporiti del Norico, è costituita da una successione mesozoica tipica di un margine continentale passivo in progressivo approfondimento e, a partire dal Cretacico, dai primi sporadici episodi torbiditici che possono essere interpretati come indicativi dell'inversione tettonica legata alla progressiva chiusura dell'Oceano Ligure Piemontese. La successione termina con la deposizione di sequenze torbiditiche silicoclastiche Oligo - Mioceniche d'avanzata. L'Unità tettonica della Falda Toscana è interessata localmente da un bassissimo grado metamorfico con ricristallizzazione dinamica di quarzo, calcite, \pm albite \pm illite \pm clorite + minerali opachi in condizioni di anchizona (REUTER *et alii*, 1980; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; FRANCESCHELLI *et alii*, 1986, 2004; CAROSI *et alii*, 1993; MONTOMOLI *et alii*, 2001).

L'Unità delle Alpi Apuane è costituita da una successione triassico-oligocenica, del tutto simile a quella presente nell'Unità tettonica della Falda Toscana, deposta in discordanza su un basamento paleozoico (ELTER, 1972, 1975; CONTI *et alii*, 1991) e interessata da un metamorfismo regionale in facies scisti verdi (DI PISA *et alii*, 1985; FRANCESCHELLI *et alii*, 2004 con bibliografia).

L'Unità di Massa s.l., interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana, situata ai più alti livelli strutturali, e la sottostante Unità delle Alpi Apuane, è costituita da una sequenza silicoclastica di età paleozoico-triassica e da coperture carbonatico-pelitiche mesozoiche. Questa unità, affiorante nell'area delle Alpi Apuane (Unità di Massa s.s.), dei Monti Pisani e nella Toscana meridionale (Monticiano-Roccastrada, Monti dell'Uccellina, Monti Romani e Monte Argentario) è stata sottoposta, durante la collisione e l'impilamento delle unità tettoniche (RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI *et alii*, 1977), a differenti condizioni metamorfiche, in particolare per quanto riguarda i valori di pressione. Condizioni di relativamente alta pressione e bassa temperatura sono stati documentati nella Toscana meridionale (THEYE *et alii*, 1997; GIORGETTI *et alii*, 1997, 1998) e sui versanti settentrionali e occidentali delle Alpi Apuane (JOLIVET *et alii*, 1998; MOLLI *et alii*, 2000, 2002) mentre condizioni di scisti verdi sono state documentate nell'area dei Monti Pisani (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986, 2004 con bibliografia). Tuttavia studi sulle inclusioni fluide (MONTOMOLI, 2002) hanno documentato condizioni di pressione relativamente più alta anche per questa area di affioramento.

L'associazione mineralogica principale dell'Unità tettonica di Massa s.s. (quarzo, mica bianca, clorite, cloritoide \pm cianite) ha permesso di stimare in maniera abbastanza univoca le condizioni termo - bariche del picco metamorfico ($T = 450-500^{\circ}\text{C}$ e $P = 0.6-0.9$ GPa, JOLIVET *et alii*, 1998; MOLLI *et alii*, 2000, 2002). Tuttavia il momento in cui tali condizioni sono state raggiunte è ancora ampiamen-

te dibattuto. Alcuni autori, infatti, limitano la blastesi del cloritoide tra la prima e la seconda fase deformativa (BOCCALETTI & GOSSO, 1980; BOCCALETTI *et alii*, 1983; FRANCESCHELLI *et alii*, 1986; FRANCESCHELLI & MEMMI, 1999; CAROSI *et alii*, 2002) mentre altri ne vincolano la crescita durante la fase collisionale D1 (MOLLI *et alii*, 2002).

Gli affioramenti dell'Unità di Massa s.l. localizzati nella Toscana meridionale sono, invece, caratterizzati dall'associazione di magnesiocarfolite e pirofillite che ha permesso di stimare il picco metamorfico a temperature di 350 - 420 °C e pressioni di 0.80 - 1.2 GPa (JOLIVET *et alii*, 1998; THEYE *et alii*, 1997; GIORGETTI *et alii*, 1997, 1998; ROSSETTI *et alii*, 1999). Nell'area dei Monti Pisani invece, l'Unità di Massa è caratterizzata da un'associazione a pirofillite (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986) che permette di vincolare temperature di circa 400 °C e pressioni di 0.6 - 0.7 GPa (MONTOMOLI, 2002).

Le differenti porzioni dell'Unità tettonica di Massa s.l. sono caratterizzate, oltre che da differenti valori di pressione e temperatura del metamorfismo, anche da un'evoluzione strutturale diversa. Mentre l'Unità tettonica di Massa s.s. presenta due foliazioni penetrative sin-metamorfiche (cfr. foliazione composita di MOLLI *et alii*, 2002), l'Unità tettonica di Massa s.l. affiorante nei Monti Pisani, è caratterizzata da una sola foliazione penetrativa sin-metamorfica riconosciuta sia a scala micro che mesoscopica (CAROSI *et alii*, 1995, 1997). Nell'area delle Alpi Apuane, l'Unità tettonica di Massa s.s. è caratterizzata da un metamorfismo più alto rispetto a quello documentato nell'Unità tettonica delle Alpi Apuane (CARMIGNANI *et alii*, 1987, JOLIVET *et alii*, 1998; MOLLI *et alii*, 2000). Per quest'ultima unità FRANCESCHELLI & MEMMI (1999) hanno ottenuto temperature di 300-450°C e pressioni di 0.6 GPa, mentre DI SABATINO *et alii* (1977) e JOLIVET *et alii* (1998) stimano temperature di 390 - 410 °C e pressioni di 0.6 - 0.8 GPa.

Età radiometriche vincolano la fase di collisione continentale e di impilamento tettonico (fase deformativa D1) a 27 Ma nell'Unità tettonica delle Alpi Apuane (KLIFFIELD *et alii*, 1986) e a 31-27 Ma nell'Unità tettonica di Massa s.l. nella Toscana meridionale (BRUNET *et alii*, 2000, BALESTRIERI *et alii*, 2011), mentre datazioni riferite alla successiva fase di esumazione (fase deformativa D2), forniscono, nell'area delle Alpi Apuane, età di 12-15 Ma (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIFFIELD *et alii*, 1986).

L'interpretazione della fase D2 di esumazione post-collisionale è ancora dibattuta e ricondotta sia ad un regime tettonico estensionale (COLI, 1989; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990; GIAMMARINO & GIGLIA, 1990; CARTER, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 1994; DEL TREDICI *et alii*, 1997) sia ad un regime essenzialmente compressivo (PERTUSATI *et alii*, 1979; BOCCALETTI & GOSSO, 1980; BOCCALETTI *et alii*, 1983; CAPITANI & SANI, 1983; MORATTI *et alii*, 1989; BOCCALETTI & SANI, 1998; COLI & PANDELI, 1992; CAROSI *et alii*, 2004, 2005; MONTOMOLI *et alii*, 2009). Ulteriori

modelli, prevedono la combinazione di una tettonica estensionale e compressiva attiva a differenti livelli strutturali e/o in tempi diversi (STORTI, 1995; CELLO & MAZZOLI, 1996; JOLIVET *et alii*, 1998, MOLLI *et alii*, 2000, 2002).

Gli ultimi stadi di sollevamento infine, sono vincolati mediante studi termocronologici con tracce di fissione di apatiti e zirconi a 8-5 Ma (BALESTRIERI *et alii*, 1992) o 8-10 Ma (ABBATE *et alii*, 1990) per l'Unità tettonica della Falda Toscana e a 6-2 Ma (BIGAZZI *et alii*, 1988; BALESTRIERI *et alii*, 1992, 2003; FELLIN *et alii*, 2007) per l'Unità tettonica delle Alpi Apuane. Tuttavia, recenti dati raccolti nello Pseudomacigno (PSM) dell'Unità tettonica delle Alpi Apuane e nel Macigno (MAC) della Unità tettonica della Falda Toscana sembrano suggerire che la tettonica compressiva sia rimasta attiva almeno fino al Pliocene (FELLIN *et alii*, 2007).

La migrazione del fronte compressivo verso est e l'apertura nel Tortoniano del Bacino Tirrenico ad ovest, ha portato all'instaurarsi di un regime estensionale che ha smembrato l'edificio appenninico precedentemente strutturato mediante lo sviluppo di *horst* e *graben* ad andamento circa nord-sud (esempio: *graben* del Serchio) sui quali si impostano importanti bacini marini ed intramontani Plio-Pleistocenici.

1.1. - LA STRUTTURA DEI MONTI Pisani

Nell'area dei Monti Pisani compresa all'interno del Foglio 273 Pisa (Fig. 1), sono state distinte tre unità tettoniche sovrapposte, riconducibili alla deformazione del margine continentale della placca Adria. Dal basso verso l'alto e da est verso ovest si riconoscono: l'Unità tettonica del Monte Serra, l'Unità tettonica di S. Maria del Giudice e l'Unità tettonica della Falda Toscana (Fig. 2).

Le prime due unità sono state correlate su basi stratigrafiche con l'Unità tettonica di Massa s.s. (BALDACCI *et alii*, 1967) affiorante nell'area delle Alpi Apuane, con l'Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada (RAU & TONGIORGI, 1974; BURGASSI *et alii*, 1979; DECANDIA *et alii*, 1980) e con quella di Torre Cannelle nell'area dei Monti dell'Uccellina (GASPERI & GELMINI, 1973; CAMPETTI *et alii*, 1999; MONTOMOLI *et alii*, 2009). In Toscana tutte queste unità sono rappresentative di uno stesso dominio paleogeografico (Zona di Massa) originariamente interposto tra il Dominio Toscano Interno (Unità tettonica della Falda Toscana) ad ovest, e il Dominio Toscano Esterno (Unità tettonica delle Alpi Apuane) ad est.

L'Unità tettonica del Monte Serra e quella di S. Maria del Giudice, che costituiscono l'ossatura principale dei Monti Pisani, sono caratterizzate da una potente successione silicoclastica triassica (Verrucano s.l.) deposta in discordanza su successioni paleozoiche Varisiche e post-Varisiche e da successioni prevalentemente carbonatiche giurassico - paleogeniche, interessate da un metamorfismo in facies scisti verdi. Le due unità tettoniche, separate da una fascia di scaglie tettoniche

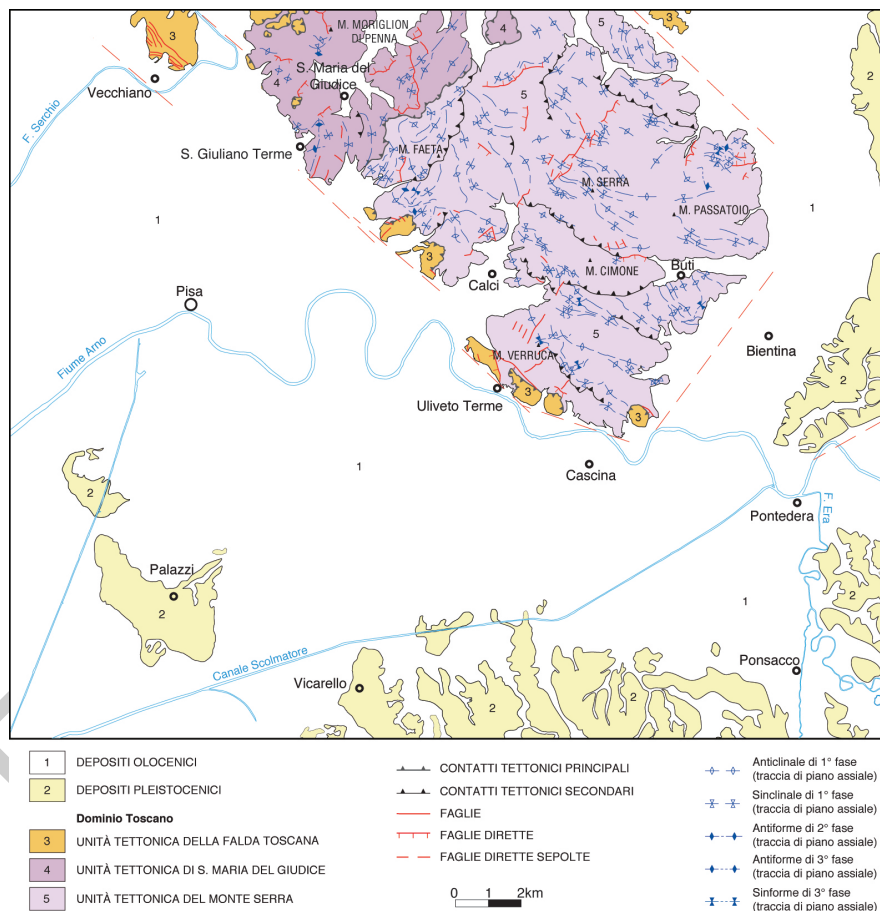


Fig. 1 - Schema tettonico della parte montuosa e collinare del Foglio 273 Pisa.

spessa c. 2 km denominata “zona a scaglie del Faeta” (RAU & TONGIORGI, 1974), si differenziano soprattutto per la presenza di un basamento ercinico nella prima, e di una completa successione post-triassica nella seconda (Fig. 2).

Più in dettaglio, l’Unità tettonica del Monte Serra presenta un basamento paleozoico (Filladi e quarziti di Buti), coperture permiane (Brecce di Asciano) e una ridotta copertura post-triassica che arriva fino al Cretacico inferiore - Oligocene (Scisti Sericitici), mentre l’Unità tettonica di S. Maria del Giudice presenta suc

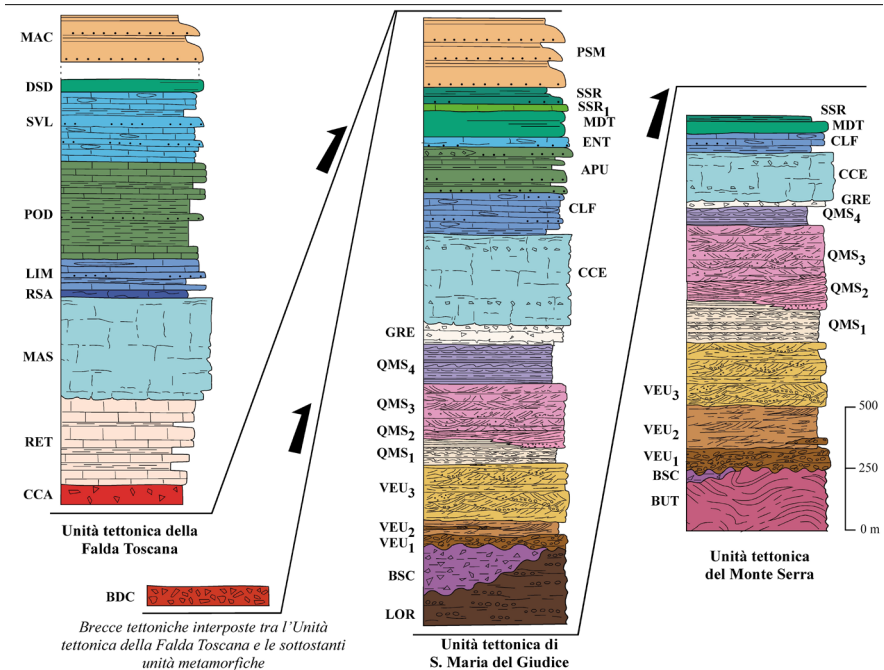


Fig. 2 - Colonne stratigrafiche e rapporti tra le unità tettoniche toscane presenti nel massiccio dei Monti Pisani e dei Monti d'Oltre Serchio all'interno del Foglio 273 Pisa.

cessioni tardo carbonifere (Scisti di San Lorenzo e Brecce di Asciano) e una spessa copertura post-triassica (fino all'Oligocene superiore con la deposizione dello Pseudomacigno) (Fig. 2).

Il basamento Varisico delle Filladi e quarziti di Buti ha fornito età di 285 ± 12 Ma (calcolate da KLGFIELD *et alii*, 1986 da BORSI *et alii*, 1967 Rb/Sr su roccia totale) che sono state interpretate come età del raffreddamento del "magmatismo permiano".

L'Unità tettonica della Falda Toscana, interessata solo localmente da un grado metamorfico molto basso, affiora estesamente nei Monti d'Oltre Serchio, mentre affioramenti limitati e sporadici sono presenti sui versanti sud-occidentali dei Monti Pisani e in corrispondenza del limite centro-settentrionale del foglio (Fig. 1 e 2).

IV – STRATIGRAFIA

In corrispondenza del massiccio dei Monti Pisani, nel settore nord-orientale del Foglio, affiora in modo molto esteso una potente successione silicoclastica di età triassica (*Verrucano* “*Auctt.*”, SAVI, 1832) deposta in discordanza su un basamento paleozoico (corrispondente alla formazione delle Filladi e Quarziti di Buti) (TREVISAN, 1955; TREVISAN *et alii*, 1965; BORSI *et alii*, 1967; RAU & TONGIORGI, 1974). Sulle pendici più occidentali del massiccio affiorano formazioni del Carbonifero superiore - Permiano e sui versanti occidentali della valle del Guappero successioni mesozoico - terziarie calcareo - silicee.

Nell’area circostante i rilievi montuosi affiorano limitatamente depositi del Pleistocene, depositi alluvionali di pianura e, in prossimità del margine occidentale del Foglio, lembi di depositi del Pleistocene superiore ed il sistema di dune litoranee del tardo Olocene.

La descrizione stratigrafica delle formazioni che costituiscono le tre unità tettoniche sarà effettuata partendo da quella geometricamente inferiore. Verranno quindi prima descritte le formazioni appartenenti al Dominio Toscano deformate dall’orogenesi appenninica e successivamente quelle quaternarie del versante tirrenico dell’Appennino.

1. - DOMINIO TOSCANO

Le formazioni del Dominio Toscano, che costituiscono l’ossatura principale del

Massiccio dei Monti Pisani, sono raggruppate in tre unità tettoniche sovrapposte durante l'orogenesi appenninica. Dal basso verso l'alto e da est verso ovest, si possono distinguere: l'Unità tettonica del Monte Serra, l'Unità tettonica di S. Maria del Giudice e l'Unità tettonica della Falda Toscana (Fig. 2).

Le prime due unità tettoniche sono caratterizzate da un metamorfismo in facies scisti verdi mentre l'Unità tettonica della Falda Toscana è interessata da un debole metamorfismo che non va oltre l'anchizona (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986; CAROSI *et alii*, 1993). L'Unità tettonica del Monte Serra è separata dalla sovrastante Unità tettonica di S. Maria del Giudice mediante un importante sovraccorrimiento caratterizzato da un'intensa tettonizzazione distribuita nell'area denominata "Zona a Scaglie del Faeta" (RAU & TONGIORGI, 1974).

Le differenze tra le successioni delle due unità tettoniche più profonde sono date: 1) dalla presenza di un basamento Varisico nell'Unità tettonica del Monte Serra (Filladi e Quarziti di Buti, **BUT**), 2) dalla presenza di un ciclo sedimentario post-Varisico di età Permo-carbonifera nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice (Scisti di San Lorenzo, **LOR**), 3) da una diminuzione di spessore delle Breccie di Asciano (**BSC**) nell'Unità tettonica del Monte Serra rispetto a quelle di S. Maria del Giudice; 4) da variazioni di spessore delle formazioni mesozoico - terziarie, più spesse nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice e 5) dall'assenza della formazione dello Pseudomacigno (**PSM**) nell'Unità tettonica del Monte Serra.

La Falda Toscana è un'unità tettonica di copertura scollata al livello delle evaporiti triassiche (Calcare Cavernoso, **CCA**) che comprende una successione continua dal Triassico superiore fino al Miocene.

La Figura 2 riassume le successioni stratigrafiche delle varie unità tettoniche.

1.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

La successione dell'Unità tettonica della Falda Toscana affiora in modo discontinuo lungo il margine meridionale dei Monti Pisani (nella zona di Caprona - S. Giuliano Terme - S. Giovanni alla Vena e in quella della Gabella-Asciano) e nei Monti d'Oltre Serchio, a nord di Vecchiano. Esigui affioramenti si ritrovano anche in corrispondenza del margine superiore del Foglio, nell'area di Marchetti-Lecci.

1.1.1. - *Calcare Cavernoso* (**CCA**)

Il Calcare Cavernoso (cfr. Calcari dolomitici e cavernosi di GIANNINI & NARDI, 1965; Calcari Cavernosi e breccie di origine incerta *p.p.* di TREVISAN *et alii*, 1968b; Calcari cavernosi, dolomie e calcari dolomitici cariati, breccie poligeniche *p.p.* di

TREVISAN *et alii*, 1971; “Calcarei a cellette”) rappresenta la base della successione dell’unità tettonica della Falda Toscana. Affiora esclusivamente sui rilievi orientali della Valle del Guappero. In particolare da sud a nord, i principali affioramenti sono presso C. La Croce (a nord di S. Giuliano), a sud di Ripoli e nell’area compresa tra Molina di Quosa ed il M. Pervia.

Classicamente la formazione viene geneticamente legata ai depositi evaporitici della formazione delle Anidriti di Burano (**BUR**) soggetti a successive trasformazioni diagenetiche (dissoluzione dei solfati e dedolomitizzazione dei carbonati GANDIN *et alii*, 2000) e/o complicazioni tettoniche Oligo-Mioceniche (BRUCKNER, 1941; MERLA, 1952; TREVISAN 1955).

La formazione, priva nel complesso di un’evidente stratificazione, è generalmente costituita da breccie monogeniche con clasti centimetrici e angolari di dolomia di colore grigio scuro e da calcari grigio scuro dolomitici poco coerenti e brecciati che presentano spesso una tessitura vacuolare con cavità poligonali (che gli conferiscono il classico aspetto “a cellette”) spesso riempite da un materiale carbonatico pulverolento (cfr. “cenerone” di COSTANTINI *et alii*, 2002a e b).

Alla base del Calcare Cavernoso nell’area del Convento di Rupe Cava, del M. Pervia e di Parignana, sono stati documentati livelli non cartografabili di breccie poligeniche grano-sostenute con clasti subangolosi di dimensioni variabili da 2 mm a 40 cm provenienti dagli Scisti sericitici dell’Unità tettonica di S. Maria del Giudice e dal Calcare Cavernoso della Falda Toscana. La matrice carbonatica-siltitica è in parte ricristallizzata e presenta cristalli di quarzo con inclusi di anidrite e cristalli di dolomia.

Nell’area di M. Guzzo e di Partigione (Molina di Quosa) sono state osservate lenti non cartografabili di breccie poligeniche all’interno della formazione del Calcare Cavernoso. Si tratta di breccie matrice-sostenute con clasti da subangolosi a sub-arrotondati a granulometria ruditica grossolana, provenienti sia dalla formazione dell’Unità tettonica di S. Maria del Giudice, sia dal Calcare Cavernoso e dai Calcari a *Rhaetavicula contorta* della Falda Toscana.

Il Calcare Cavernoso raggiunge una potenza massima di 200 m.

Il limite inferiore del Calcare Cavernoso è di origine tettonica e poggia sulle formazioni giurassico-cretacee dell’Unità tettonica di S. Maria del Giudice. In particolare giace tettonicamente sui Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*, **CCE**), sui Metacalcari con selce (**CLF**), sui Calcescisti (**APU**), sugli Scisti sericitici (**SSR**) e sullo Pseudomacigno (**PSM**). Superiormente è delimitato da una superficie erosiva. Contrariamente a quanto avviene nell’area delle Alpi Apuane, non affiora il passaggio alla formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta*. Per questo motivo non è possibile stabilire lo spessore originario della formazione.

In letteratura l’età del Calcare Cavernoso viene attribuita al Norico *p.p.*- Retico inferiore sulla base dei suoi legami genetici con le Anidriti di Burano (**BUR**).

Norico p.p.- Retico inferiore

1.1.2. - *Calcarei a Rhaetavicula contorta* (RET)

La formazione dei Calcarei a *Rhaetavicula contorta* (cfr. Calcarei neri e marne con *Avicula contorta* di GIANNINI & NARDI, 1965; Calcarei e marne a *Rhaetavicula contorta* di TREVISAN *et alii*, 1968b; Calcarei a *Rhaetavicula contorta* di MUCCHI *et alii*, 1968; Calcarei neri e marne grigie *Rhaetavicula contorta* di TREVISAN *et alii*, 1971; formazione di La Spezia *p.p.*) affiora nell'area di Caprona, di S. Giuliano Terme, di S. Giovanni alla Vena, sui versanti occidentali del M. Il Campaccio, sulle pendici meridionali del M. La Sugheretta e sui versanti orientali dei Monti d'Oltre Serchio.

Questa formazione è costituita da calcari e calcari marnosi grigio scuri o neri organizzati in strati spessi da qualche decina di centimetri fino a 2 m, localmente gradati, intercalati a strati di marne scure generalmente di spessore centimetrico. Presentano localmente una patina d'alterazione giallastra. Occasionalmente i livelli marnosi possono raggiungere spessori superiori ad 1 m mentre si riducono in numero ed in spessore fino a scomparire del tutto nella parte medio-alta della formazione. In questa porzione gli strati calcareo marnosi, localmente dolomitici, assumono una colorazione più chiara e un aspetto più massivo.

Raramente sono presenti livelli detritici con bioclasti (Lamellibranchi, Gasteropodi, Ostracodi, articoli di crinoidi, radiolari) e intraclasti costituiti da ooliti e coproliti (MUCCHI *et alii*, 1968; RAU & TONGIORGI, 1974).

Da un punto di vista petrografico, i calcari basali possono essere classificati come micriti fossilifere e più raramente come biomicriti o intraspariti, mentre nella parte medio-superiore si alternano intraspariti e intrasparuditi e più raramente oospariti e intramicriti (MUCCHI *et alii*, 1968).

I depositi di questa formazione raggiungono spessori massimi di circa 100 - 120 m (GIANNINI & NARDI 1965; RAU & TONGIORGI, 1974).

Superiormente i Calcarei a *Rhaetavicula contorta* passano stratigraficamente alla formazione del Calcarea massiccio. Il limite inferiore della formazione è coperto dai depositi quaternari nei Monti d'Oltre Serchio mentre giace tettonicamente sopra le formazioni dell'Unità tettonica del Monte Serra (Quarziti del Monte Serra e Marmi dei Monti Pisani nella zona di Uliveto Terme) sulle pendici meridionali dei Monti Pisani. In queste aree, il contatto tettonico tra Calcarei a *Rhaetavicula contorta* (Unità tettonica della Falda Toscana) e l'Unità tettonica del Monte Serra risulta particolarmente complesso per la presenza di numerosi corpi di breccie poligeniche di origine incerta (si rimanda alla descrizione stratigrafica delle Breccie di Caprona, BDC).

L'età di questa formazione è stata attribuita al Triassico superiore grazie alla diversificata associazione fossilifera ritrovata all'interno dei livelli pelitici nell'area di Caprona (SAVI & MENEGHINI, 1851; VINASSA DE REGNY, 1906). In particolare i depositi vengono attribuiti al Retico per la presenza di *Rhaetavicula contorta*. La parte alta della successione è stata attribuita da GIANNINI & NARDI (1965) al passaggio Retico - Hettangiano per le analogie tessiturali presenti con il Portoro nel golfo di La Spezia.

Complessivamente i depositi dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione in ambiente di laguna costiera con fondali scarsamente ossigenati, caratterizzata da locali episodi di deposizione a più alta energia (documentato dalla presenza di locali livelli gradati).

Retico

1.1.3. - *Calcare Massiccio (MAS)*

Il Calcare Massiccio (cfr. Calcari bianchi, grigio chiari massicci di GIANNINI & NARDI, 1965, RAU & TONGIORGI, 1969, 1974; Calcare massiccio "A" *Auctt.*) è la principale formazione affiorante nei Monti d'Oltre Serchio. Limitati affioramenti si ritrovano sui versanti meridionali del Massiccio dei Monti Pisani in corrispondenza del crinale Casa Focetta - Monti Bianchi (a nord-est di Uliveto Terme), a Caprona e sul versante sud-occidentale di M. La Sugheretta (ad est di Agnano).

La formazione è costituita principalmente da calcari di colore variabile dal grigio chiaro - bianco, fino al rosa nella parte sommitale, grossolanamente stratificati e localmente fossiliferi. Fenomeni di carsismo e di circolazione profonda di acque sono molto diffusi.

La parte basale della formazione affiorante nei Monti d'Oltre Serchio, è localmente costituita da una porzione di transizione alla sottostante formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* caratterizzata da un complesso sistema di vene di calcite di colore giallastro. Spostandosi verso l'alto, si assiste alla progressiva scomparsa delle intercalazioni pelitiche presenti nella sottostante formazione e al progressivo aumento dello spessore degli strati calcarei. GIANNINI & NARDI (1965) hanno interpretato questa porzione come analoga al Portoro (**PRT**) affiorante nella zona di La Spezia.

Negli affioramenti di Calcare Massiccio dei Monti Pisani e nei Monti d'Oltre Serchio BOCCALETTI *et alii* (1969) hanno individuato due principali microfacies. Nei Monti Pisani, in particolare a Caprona, il Calcare Massiccio è caratterizzato da una porzione basale tipica di ambiente di laguna protetta con micriti a bioclasti (spesso costituiti da resti di bivalvi e di molluschi), oncoliti (di dimensioni variabili da 500 mm a $a > 2$ cm) e peloidi (*pellets*, pseudooliti e intraclasti) ed una

porzione medio-alta con micriti a oncoliti (con un nucleo costituito da aggregati di vari granuli), peloidi (pseudooliti e intraclasti) e cavità di disseccamento di forma variabile (riempite frequentemente da due generazioni di cemento) indicative di un ambiente di piattaforma marginale a più alta energia caratterizzato da episodi di disseccamento.

Sempre secondo gli stessi Autori, nell'area dei Monti d'Oltre Serchio dominano le microfacies micritiche con peloidi, cavità di disseccamento (tipo *bird's eyes*) riempite da due generazioni di cemento e più raramente bioclasti. La parte alta della formazione è caratterizzata da frequenti oncoliti con dimensioni massime di qualche centimetro.

Lo spessore del Calcare Massiccio nell'area dei Monti d'Oltre Serchio è circa 200 m mentre nei Monti Pisani ha una potenza di 40 m.

Il limite superiore del Calcare Massiccio è descritto solo nei Monti d'Oltre Serchio ed è costituito dal passaggio stratigrafico e generalmente graduale al Rosso Ammonitico. Localmente è marcato da un livello calcareo rosato particolarmente ricco in articoli di crinoidi (encrinite). Inferiormente il contatto con la formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* è graduale.

L'età del Calcare Massiccio viene generalmente attribuita all'Hettangiano (MERLA, 1952) - Sinemuriano inferiore (BOCCALETTI *et alii*, 1969).

Complessivamente i depositi del Calcare Massiccio possono essere interpretati come il risultato di una sedimentazione di piattaforma carbonatica in ambiente da subtidale a peritidale con frequenti canali tidali in condizioni di bassa-media energia.

Hettangiano - Sinemuriano inferiore p.p.

1.1.4. - Rosso Ammonitico (RSA)

Il Rosso Ammonitico (PILLA, 1847) affiora esclusivamente sui Monti d'Oltre Serchio in corrispondenza dei versanti occidentali del M. Bruceto lungo una fascia ad andamento sud-ovest/nord-est.

La parte inferiore della formazione è costituita da calcari rosati ricchi di frammenti di crinoidi, di aspetto massivo ed organizzati in strati spessi quasi 2 m. Verso l'alto della successione gli spessori dei livelli calcarei diminuiscono. Nella porzione superiore della formazione infatti, si ritrovano calcari e calcari marnosi in strati regolari, spessi alcuni decimetri, di colore rosso cupo o più raramente giallo nocciola, di aspetto nodulare (MUCCHI *et alii*, 1968; GIANNINI & NARDI, 1965; FAZZUOLI *et alii*, 1985).

I livelli calcarei sono costituiti da *packstones* e *wackestones* micritici bioclastici con frammenti di crinoidi, lamellibranchi, radiolari, articoli di spugne e ammoniti,

in parte dolomitizzati e abbondante materiale terrigeno fine (MUCCHI *et alii*, 1968; FAZZUOLI *et alii*, 1985).

Il Rosso Ammonitico raggiunge uno spessore massimo di circa 20 m.

Il contatto stratigrafico con la sottostante formazione del Calcarea massiccio è graduale, localmente netto. Superiormente il Rosso Ammonitico passa generalmente in maniera brusca, più raramente in modo graduale, ai depositi del Calcarea Selcifero di Limano.

Il ritrovamento di faune a crinoidi ed ammoniti, in particolare appartenenti al genere *Arietites*, permette di attribuire questi depositi al Sinemuriano inferiore-Pliensbachiano superiore (DE STEFANI, 1877; UGOLINI, 1905; GIANNINI & NARDI, 1965).

I depositi del Rosso Ammonitico registrano l'annegamento dei precedenti depositi di mare basso. Complessivamente possono essere interpretati come il risultato della deposizione in un ambiente pelagico di rampa profonda - scarpata soggetto ad una sedimentazione calcareao-argillosa a profondità prossime a quella di compenzazione dell'aragonite (FAZZUOLI *et alii*, 1985; ABBATE *et alii*, 2005).

Sinemuriano inferiore p.p.- Pliensbachiano superiore p.p.

1.1.5. - *Calcarea Selcifero di Limano (LIM)*

Il Calcarea Selcifero di Limano (BOCCALETTI *et alii*, 1969; cfr. Calcarea selcifero inferiore di LOSACCO, 1959; Calcari grigi con selce di GIANNINI & NARDI, 1965; Calcarea selcifero di MUCCHI *et alii*, 1968; Calcari grigio chiari o rosei con selci chiare di TREVISAN *et alii*, 1971) affiora esclusivamente sui Monti d'Oltre Serchio in corrispondenza dei versanti occidentali del M. Bruceto lungo una stretta fascia ad andamento sud-ovest/nord-est.

La formazione è costituita da calcari selciferi di colore grigio chiaro, più raramente avana, leggermente marnosi caratterizzati da rari livelli detritici e da frequenti ammoniti piritizzate. Questi depositi, nettamente stratificati in banchi di spessore variabile da pochi decimetri ad oltre 1 m, presentano intercalazioni da sottili a medie di argilliti siltose color nocciola.

La selce costituisce livelli continui di spessore centimetrico, più raramente noduli, e risulta frequentemente interessata da evidenti episodi di ricalcificazione (MUCCHI *et alii*, 1968). Spostandosi verso l'alto della formazione le marne e le selci tendono a diminuire mentre i livelli calcarei aumentano progressivamente di spessore (fino a 70 cm), presentano una grana progressivamente più fine ed assumono una colorazione grigio-rosata (MUCCHI *et alii*, 1968). Le porzioni calcaree sono costituite prevalentemente da *mudstones/wackestones* a radiolari, spicole di spugne e più raramente ostracodi, *pellets* e intraclasti costituiti da quarzo ed albite

(BOCCALETTI & MANETTI, 1969).

Il Calcarea Selcifero di Limano raggiunge uno spessore massimo di circa 80-100 m.

Questi depositi passano in modo graduale alla sovrastante formazione dei Calcari e Marne a Posidonia. Inferiormente il contatto con il Rosso Ammonitico è brusco e solo localmente graduale.

Sulla base di associazioni faunistiche documentate a partire dal secolo scorso (DE STEFANI, 1877; MENEGHINI, 1881; FUCINI, 1900, 1903; UGOLINI, 1905), la formazione del Calcarea Selcifero di Limano viene attribuita al Giurassico inferiore (Pliensbachiano superiore - Toarciano inferiore, FAZZUOLI *et alii*, 1985).

Complessivamente i depositi del Calcarea Selcifero di Limano sono interpretati come il risultato di una sedimentazione prevalentemente calcarea in ambiente pelagico su una rampa in progressivo approfondimento, interessata sporadicamente da episodi di torbida (BOCCALETTI & MANETTI, 1969).

Pliensbachiano superiore p.p. - Toarciano inferiore p.p.

1.1.6. - *Calcari e Marne a Posidonia (POD)*

I Calcari e Marne a Posidonia (CENTAMORE *et alii*, 1971; cfr. Marne e calcari marnosi con Posidonomya di GIANNINI & NARDI, 1965; Marne a Posidonia di BOCCALETTI & MANETTI, 1969; Marne e calcari a Posidonia alpina di TREVISAN *et alii*, 1971) affiorano in maniera molto limitata sui versanti occidentali dei Monti d'Oltre Serchio, in prossimità del bordo settentrionale del Foglio.

Questi depositi sono costituiti da marne più o meno argillose di spessore metrico e di colore variabile dal grigio-chiaro all'avana o al verdastro e da rare intercalazioni di calcari marnosi grigi o biancastri organizzati in strati spessi 30-60 cm caratterizzati localmente da abbondanti bivalvi pelagici a guscio sottile. Occasionalmente questi livelli presentano una gradazione diretta con accumuli di bivalvi isorientati alla base dello strato.

Da un punto di vista petrografico sono state riconosciute microfacies tipo *mudstones / wackestons* bioclastici con rari bivalvi pelagici, radiolariti (spesso spatizzati soprattutto nella parte alta della formazione), abbondante quarzo detritico e rara albite e *packstones / grainstones* a bivalvi pelagici (BOCCALETTI & MANETTI, 1969; FAZZUOLI *et alii*, 1985).

Nell'area di affioramento lo spessore di questa formazione raggiunge circa 150 m.

Il contatto superiore con il Calcarea Selcifero della Val di Lima è stratigrafico e graduale. In affioramenti poco al di fuori dal Foglio 273 Pisa, in prossimità delle pendici settentrionali del M. Bastione nei Monti d'Oltre Serchio, questo contatto è

graduale e caratterizzato da uno spessore massimo di circa 80 m, di marne silicee e radiolariti verdastre (cfr. Marne diasprine di FAZZUOLI *et alii*, 1985) con sporadiche intercalazioni di calcareniti grigio scuro o verdastre con liste di selce nera (analoghe a quella della formazione sovrastante), bivalvi a guscio sottile, ammoniti, radiolariti e ostracodi, (GIANNINI & NARDI, 1964; BOCCALETTI & MANETTI, 1969). Inferiormente passano gradualmente ai depositi del Calcarea Selcifero di Limano.

Dalla letteratura l'età di questa formazione è riferibile al Giurassico inferiore-medio (Toarciano inferiore - Bajociano inferiore) per la presenza di *Posidonomya alpina* (MERLA, 1952). Nuovi dati biostratigrafici eseguiti durante la realizzazione dei Fogli 250 Castelnuovo Garfagnana e 261 Lucca tuttavia, attribuiscono la deposizione di questa formazione ad un intervallo compreso tra il Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore - Bajociano/Bathoniano inferiore.

I depositi dei Calcari e Marne a Posidonia sono interpretati in letteratura come rappresentativi di un ambiente marino profondo di scarpata-bacino a sedimentazione mista argilloso-calcarea, in ambiente pelagico-empipelagico, caratterizzato da occasionali episodi di risedimentazione (ABBATE *et alii*, 2005).

Toarciano inferiore p.p. – Bajociano inferiore

1.1.7. - *Calcarea Selcifero della Val di Lima (SVL)*

La formazione del Calcarea Selcifero della Val di Lima (BOCCALETTI *et alii*, 1969; cfr. Calcarea selcifero inferiore di LOSACCO, 1959; Calcari grigio scuro di GIANNINI & NARDI, 1965; Calcarea grigio scuro a selce nera di MUCCHI *et alii*, 1968; Calcarea grigio scuro con selci nere di BOCCALETTI & MANETTI, 1969 e TREVISAN *et alii*, 1971; Calcarea Selcifero di Val di Lima di FAZZUOLI *et alii*, 1985) affiora in modo molto limitato esclusivamente a sud di Casa Legnaio, nei Monti d'Oltre Serchio.

La formazione è costituita da strati di calcilutiti e di calcareniti grigio scuro di spessore variabile da alcuni decimetri fino a 1,5 m, caratterizzati da noduli e liste di selce nera di spessore centimetrico (2 - 20 cm). Soprattutto nella parte alta della formazione si ritrovano intercalazioni centimetriche di marne e argilliti grigie. Si tratta prevalentemente di torbiditi carbonatiche (CERRINA FERONI & PATACCA, 1975) caratterizzate generalmente da sequenze di Bouma tipo T_{b-c}, mentre i livelli più spessi sono caratterizzati da sequenze tipo T_{a-b} e T_{a-c} (FAZZUOLI, 1981). Localmente sono presenti cicli *thickening upward* e nella parte medio-alta della formazione, lenti ruditiche mal classate spesse 2-5 m (FAZZUOLI & COLI, 1992). Le microfacies sono rappresentate soprattutto da *mudstones/wackestones*, debolmente dolomitici, a radiolari e spicole di spugne e più raramente a foraminiferi pelagici, e *packstones/grainstones* localmente fossiliferi con frammenti di crinoidi, molluschi, forami-

niferi e alghe calcaree. Occasionalmente sono presenti ooliti e pseudooliti con al nucleo resti di foraminiferi e articoli di crinoidi (BOCCALETTI & MANETTI, 1969).

La formazione del Calcere Selcifero della Val di Lima raggiunge uno spessore massimo di circa 200 m.

Il limite con la sottostante formazione dei Calcari e Marne a Posidonia è stratigrafico e graduale mentre quello alla sovrastante formazione dei Diaspri è coperto dal detrito nella zona di affioramento del Foglio. Dalla letteratura questo passaggio è graduale ed avviene in pochi decimetri (FAZZUOLI *et alii*, 1985).

I dati biostratigrafici di letteratura attribuiscono la base di questa formazione al Bajociano superiore/Bathoniano medio - Titoniano superiore, mentre il tetto al Kimmeridgiano superiore/Titoniano superiore. Tuttavia, considerando le età del tetto dei Calcari e marne a Posidonia e di quelle al tetto dei Diaspri, questa formazione viene attribuita al Bajociano superiore/Bathoniano inferiore/ Titoniano superiore *p.p.*

Complessivamente i depositi dei Calcari Selciferi della Val di Lima possono essere interpretati come il risultato di una sedimentazione da parte di correnti di torbida di sedimenti provenienti dalla piattaforma, a profondità prossima a quella di compensazione dei carbonati.

Bajociano superiore/Bathoniano inferiore - Titoniano superiore p.p.

1.1.8. - *Diaspri* (DSD)

I Diaspri (cfr. Radiolariti rosse di TREVISAN *et alii*, 1968b; Radiolariti di TREVISAN *et alii*, 1971; Diaspri toscani) affiorano in maniera estremamente limitata a nord di Casa Legnaio sulle pendici più occidentali dei Monti d'Oltre Serchio. Gli affioramenti molto esigui e situati in posizione marginale ne impediscono un'accurata descrizione.

La formazione dei Diaspri è costituita da una fitta alternanza di radiolariti rosse, verdi e grigie spesse al massimo 10 cm e livelli millimetrici di peliti rosse. Sono *wackestones/packstones* silicei a radiolari spesso calcitizzati.

La potenza della formazione è di circa 20-25 m. Resta tuttavia impossibile stabilirne il reale spessore perché, oltre a fenomeni di tettonizzazione molto intensa responsabili di variazioni di spessore, sia il limite inferiore che quello superiore sono coperti da depositi quaternari.

Questi depositi sono stati datati in Val di Lima su base biostratigrafica al Bajociano superiore/Bathoniano inferiore - Titoniano superiore *p.p.*

I Diaspri si sono depositi in un ambiente pelagico a sedimentazione prevalentemente silicea al di sotto del limite della CCD.

Bajociano superiore/Bathoniano inferiore - Titoniano superiore p.p.

1.1.9. - *Macigno* (MAC)

Il Macigno (LOTTI & ZACCAGNA, 1903; cfr. Macigno del Chianti di MERLA, 1969) affiora in modo molto limitato solo nell'area di Marchetti-Lecci, a nord-est del massiccio dei Monti Pisani in corrispondenza del bordo settentrionale del Foglio.

Gli affioramenti sono pochi e profondamente alterati tanto da impedire un'accurata descrizione stratigrafica e petrografica. Si tratta comunque di un *flysch* arenaceo caratterizzato dall'alternarsi di potenti bancate di arenarie micaceo-feldspatiche e sottili livelli pelitici con caratteristiche del tutto analoghe a quelle di altri affioramenti della Toscana.

La potenza dei depositi del Macigno è di circa 40 m.

Per la presenza di depositi quaternari non è possibile né osservare direttamente il limite inferiore e superiore della formazione né stabilire il suo reale spessore.

La formazione viene attribuita in base ai dati di letteratura, all'Oligocene superiore *p.p.* - Miocene inferiore *p.p.* (Rupeliano superiore-Aquitano medio-superiore) (MONTANARI & ROSSI, 1984; FAZZUOLI *et alii*, 1985; CATANZARITI *et alii*, 1992, 1997).

Complessivamente i depositi del Macigno possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione di torbide in ambiente di avanfossa.

Oligocene superiore p.p. - *Miocene inferiore p.p.*

1.2. - BRECCIE TETTONICHE INTERPOSTE TRA L'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA E LE UNITÀ TETTONICHE DEL MONTE SERRA E DI S. MARIA DEL GIUDICE

1.2.1. - *Brecce di Caprona* (BDC)

Questo tipo di deposito affiora comunemente alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana sul versante sud-ovest dei Monti Pisani. I principali affioramenti si trovano sul M. Bianco (a S. Giovanni alla Vena), nella zona di Casa Focetta (sui versanti sud-ovest del M. Verruca) e sulle pendici circostanti Agnano (Sorgenti Alcaline, M. Campaccio, La Croce e Cima La Sugheretta). Ulteriori affioramenti di dimensione estremamente ridotta e per questo non cartografabili, si ritrovano lungo la strada che da Caprona sale a Casa Focetta, nella Cava di Uliveto e a Caprona.

Questo deposito è costituito prevalentemente da livelli o lenti di breccie poligeniche all'interno della formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta*, o in corrispondenza del contatto tettonico tra la Falda Toscana e l'Unità tettonica del Monte Serra.

Di solito si tratta di breccie prive di un'evidente stratificazione, mal classate e matrice sostenute con clasti da subangolosi ad angolosi di dimensioni variabili da 2 mm a circa 50 cm provenienti sia dalla Falda Toscana sia dalle Unità tettoniche del Monte Serra e di Santa Maria del Giudice. La matrice è una micrite rossastra o marrone, più raramente grigia, che presenta raramente porzioni ricristallizzate.

Le breccie giacciono in discordanza sulle sottostanti formazioni ed hanno uno spessore molto variabile da pochi metri fino a circa 50 - 60 m.

Occasionalmente si ritrovano strutture sedimentarie (RAU & TONGIORGI, 1974): laminazioni piano-parallele (di spessore variabile da pochi millimetri a 1-2 cm) e clasti da sub-angolosi ad arrotondati sono stati documentati nell'area di Cima La Sugheretta (Agnano) mentre stratificazione incrociata, *ripples* e strutture stromatolitiche sono state riconosciute a Caprona da RAU & TONGIORGI (1974). Le prime sono state interpretate come evidenze di una sedimentazione in ambiente continentale carsico (GRAVA, 2002), mentre le strutture presenti a Caprona sono state riferite ad un ambiente marino di piattaforma (RAU & TONGIORGI, 1974).

Nell'area di Caprona - Uliveto Terme le breccie sedimentarie sono interessate da faglie recenti (Pleistocene?) e trasformate, quindi, in breccie tettoniche e cataclasiti.

Nella stessa area, sono state inoltre documentate fessure spesse 6-7 metri bordate da speleotemi e riempite da breccie poligeniche matrice-sostenute. Queste breccie contengono clasti provenienti dalle formazioni dei Grezzoni e dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) e un'ampia fauna a micro- e macromammiferi continentali (*cervidi, reptilia, arvicolide, mustelidi*) e gasteropodi pulmonati in una matrice rossastra. Questo tipo di breccie è stato interpretato come il risultato di riempimenti di cavità carsiche in condizioni di clima caldo-umido, probabilmente durante il Pleistocene medio-superiore (GRAVA, 2002).

La presenza di clasti deformati e metamorfosati, provenienti dalle unità tettoniche della Falda Toscana, del Monte Serra e di S. Maria del Giudice, indica che queste breccie si sono formate, almeno in parte, in relazione al sovrascorrimento della Falda Toscana (CAROSI *et alii*, 2004).

I clasti presentano almeno una foliazione penetrativa associata alla fase deformativa e metamorfica principale (D1), ragione per cui la formazione delle breccie è da ritenersi, in ogni caso, posteriore al metamorfismo principale delle unità tettoniche (CAROSI *et alii*, 2002; 2004).

In alcuni casi l'assenza di deformazioni nella "matrice" coerenti e correlabili con l'impilamento delle unità tettoniche potrebbe indicare un'origine sedimentaria per queste breccie. A parte poche eccezioni, l'ambiente di deposizione, così come l'età di messa in posto, restano per molti aspetti sconosciuti ed ampiamente dibattuti nella comunità scientifica (PATACCA *et alii*, 1973; FEDERICI & RAGGI, 1974; CERRINA *et alii*, 1976; DALLAN NARDI, 1979; SANI, 1985; PAGLIAZZI *et alii*, 1994; CAROSI *et alii*, 2004).

Dagli studi effettuati si può concludere che si tratta di “depositi” che hanno subito numerose rielaborazioni in tempi ed ambienti successivi. I vari tipi di breccie riconoscibili all’affioramento o tramite osservazioni al microscopio non risultano, tuttavia, cartografabili.

Vista la loro posizione geometrica interposta tra l’Unità tettonica della Falda Toscana e quella del Monte Serra, riteniamo che l’origine delle breccie sia di natura tettonica nonostante abbiano subito ampie rielaborazioni dopo la loro formazione. Le breccie tettoniche non rielaborate, imputabili al sovrascorrimento della Falda Toscana sulle unità tettoniche metamorfiche, sono conservate ed osservabili in pochissimi luoghi (CAROSI *et alii*, 1998; 2004). Ad esempio al Convento di Rupe Cava sono osservabili chiari indicatori cinematici che indicano un senso di trasporto tettonico da sud-ovest verso nord-est.

Miocene inferiore - medio

1.3. - UNITÀ TETTONICA DI SANTA MARIA DEL GIUDICE

1.3.1. - *Scisti di San Lorenzo* (LOR)

La formazione degli Scisti di San Lorenzo (RAU & TONGIORGI, 1974; cfr. Scisti di San Lorenzo *p.p.* di TREVISAN, 1955) affiora in modo esteso esclusivamente alla base dell’Unità tettonica di S. Maria del Giudice, lungo le pendici sud-orientali della valle del Guappero, dal M. Pian della Conserva fino a Vorno. Per l’impossibilità di stabilire e descrivere una chiara stratigrafia della formazione e di osservarne la base, la formazione degli Scisti di San Lorenzo deve essere considerata un’unità informale.

La formazione è generalmente costituita da una fitta alternanza di livelli ricchi di sericite, di spessore variabile da pochi millimetri a qualche centimetro, e livelli quarziticci ad albite, più spessi dei precedenti. Nel complesso questi depositi presentano un colore variabile dal nero al grigio chiaro fino al bianco e al verdastro. Macchie di colore ocra sono ampiamente diffuse e sono dovute all’alterazione di ossidi.

I depositi di questa formazione sono spesso organizzati in sequenze ritmiche di spessore metrico costituite dal basso verso l’alto da sottili livelli grafitici, filladi grafitiche nere con abbondanti resti vegetali e spessi strati di arenarie quarzoso-micacee medio - fini e/o conglomerati quarzosi fini caratterizzati da una stratificazione incrociata e da rare faune a lamellibranchi (RAU & TONGIORGI, 1974). I depositi della formazione degli Scisti di San Lorenzo mostrano una buona classazione e una buona maturità tessiturale e compositazionale. La porzione superiore di questa formazione assume una colorazione violacea.

Lo spessore massimo riconosciuto in affioramento è circa 200 m.

Il limite inferiore della formazione non è mai direttamente osservabile così come il contatto con la sovrastante formazione delle Breccie di Asciano. RAU & TONGIORGI (1974) escludono tuttavia la presenza di una discordanza angolare apprezzabile tra queste due formazioni.

La formazione degli Scisti di San Lorenzo è stata datata al Carbonifero superiore (Westfaliano D? - Stefaniano) - Permiano inferiore (Autuniano) sulla base dell'abbondante flora fossile ritrovata (CANAVARI, 1892; DE STEFANI, 1901; RAU & TONGIORGI, 1974; LANDI DELL'INNOCENTI *et alii*, 2008; PANDELI *et alii*, 2008).

Comprende una ricca associazione fossilifera costituita da resti vegetali, bivalvi limnici, insetti, crostacei e più raramente ostracodi, documentata a partire dalla fine del XIX secolo (CANAVARI, 1892; DE STEFANI, 1901) fino alle più recenti revisioni ed interpretazioni (RAU & TONGIORGI, 1974). Il carattere prettamente continentale dell'associazione fossilifera, aveva indotto RAU & TONGIORGI (1974) ad interpretare i depositi degli Scisti di San Lorenzo come il risultato di una sedimentazione all'interno di bacini intramontani o lacustri a clima umido intertropicale o equatoriale. Il bacino di sedimentazione sarebbe stato caratterizzato da periodi di forte diffusione di vegetazione palustre (testimoniati dai livelli grafitici), e periodi di aumento della subsidenza con l'istaurarsi di un ambiente prettamente lacustre (come testimoniato dai pochi resti vegetali e resti di bivalvi) insieme all'attivazione di apporti detritici grossolani proveniente dallo smantellamento della catena Varisica. Questi depositi colmando il bacino rigeneravano nuovamente ambienti lacustri ricchi di vegetazione (RAU & TONGIORGI, 1974).

Tuttavia la recente segnalazione nella parte basale della formazione di resti di crinoidi e di briozoi ha indotto LANDI DELL'INNOCENTI *et alii* (2008) e PANDELI *et alii* (2008) a supporre per la porzione basale della successione un ambiente marino di transizione da una piana costiera ad un ambiente neritico.

Carbonifero superiore - Permiano inferiore

1.3.2. - Breccie di Asciano (BSC)

La formazione delle Breccie di Asciano affiora estesamente in corrispondenza dei nuclei delle anticlinali di Pian della Conserva (a nord di Asciano) e del M. Il Cocco (ad ovest di Vorno).

Questa formazione è costituita da depositi detritici in cui ciottoli da angolosi a sub-arrotondati di quarzo, filladi, e quarziti sericitiche ad albite, provenienti prevalentemente dalla formazione degli Scisti e Quarziti di Buti (RAU & TONGIORGI, 1974), sono immersi in una matrice sericitico-cloritica ad ematite. Localmente la diminuzione della matrice e l'aumento della grana dei clasti (fino ad un metro di

diametro) porta allo sviluppo di vere e proprie bancate di conglomerati e/o breccie. Nel complesso il sedimento risulta poco elaborato e con un grado di classazione estremamente ridotto.

Lo spessore complessivo della formazione è molto variabile e al massimo raggiunge i 200-250 m.

Il passaggio alla sovrastante formazione della Verruca (VEU) è erosivo e marcato da una discordanza stratigrafica mentre il contatto con gli Scisti di San Lorenzo (LOR) non è mai esposto.

Nonostante l'assenza di fossili non permetta di datare con precisione questa formazione, la brusca ripresa della sedimentazione è stata messa in relazione alla "fase saaliana" datata alla fine dell'Autuniano (Permiano) (FALKE, 1972; RAU & TONGIORGI, 1974; BAGNOLI *et alii*, 1980; PANDELI, 2002; PANDELI *et alii*, 2004).

L'ambiente deposizionale è coerente con un ambiente subaereo di scarpata, che si sviluppa durante una fase climatica calda e sub-arida e caratterizzata da piogge brevi e violente (RAU & TONGIORGI, 1974).

Permiano

1.3.3. - *Formazione della Verruca (VEU)*

La formazione della Verruca (cfr. Verrucano di SAVI, 1832; Verrucano tipico *p.p.* di TREVISAN, 1955; Verrucano *s.s.*, *p.p.* di TREVISAN *et alii*, 1965) è stata proposta da RAU & TONGIORGI (1968a) agli inizi degli anni '70 raggruppando i tre livelli inferiori del "Verrucano tipico" (TREVISAN, 1955) proposti da SCHIAFFINO & TONGIORGI (1962). La formazione è costituita da potenti successioni silicoclastiche triassiche che affiorano estesamente in tutta la porzione centro-orientale del Massiccio dei Monti Pisani e che si sono deposte in discordanza stratigrafica sulle sottostanti successioni Paleozoiche (Figg. 2, 3 e 4). La località tipo è situata nell'Unità tettonica del Monte Serra, sulle pendici sud-orientali del Monte Pisano lungo il versante sud-occidentale del M. Cimone (a nord di Montemagno), lungo il sentiero che sale verso Casa Felci. Per questo motivo per una completa descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.3.

Lo spessore della formazione raggiunge, nella sezione tipo, appartenente alla sottostante Unità del M. Serra, 635m. Tuttavia in questa unità, in seguito ad importanti laminazioni tettoniche, lo spessore massimo stimato è di 390 metri (RAU & TONGIORGI, 1968a).

La formazione è stata suddivisa su basi litologiche in tre membri (SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962).

Ladinico - Carnico inferiore p.p.

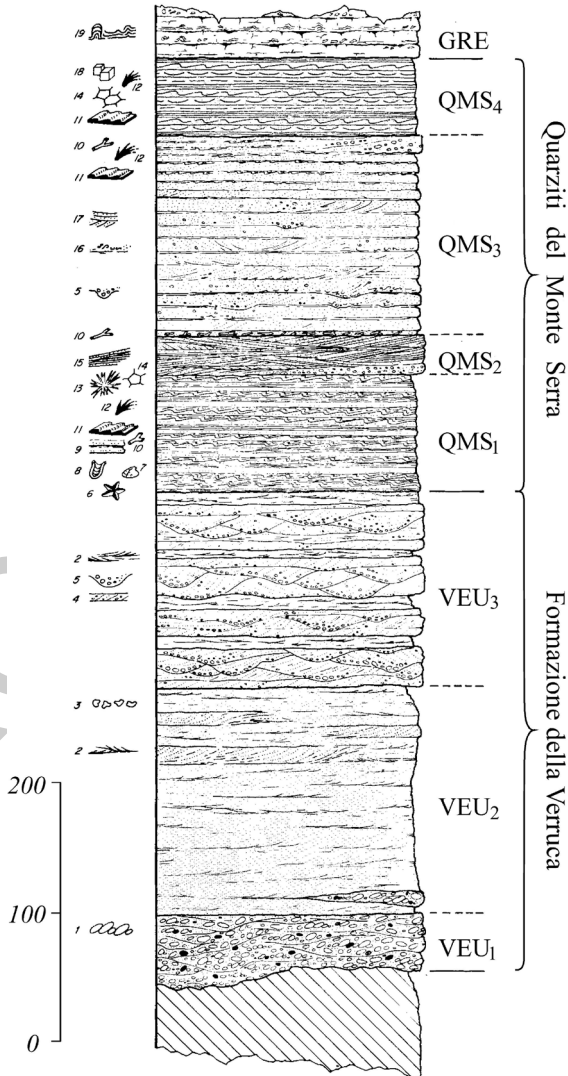


Fig. 3 - Colonna stratigrafica schematica della successione clastica del Verrucano s.l. (Quarziti del Monte Serra, QMS, e Fm. della Verruca, VEU) (da RAU & TONGIORGI, 1974). 1) Ciottoli imbricati; 2) stratificazione incrociata concava a piccola scala; 3) Caliche; 4) stratificazione incrociata tabulare semplice; 5) stratificazione incrociata concava a grande scala e canali di erosione; 6) impronte di Asteridi e ofiuridi; 7) calchi interni di lamellibranchi; 8) tane ad U di organismi limivori; 9) torbiditi; 10) burrows orizzontali; 11) ripples marks; 12) orme di tetrapodi; 13) impronte di cristalli di gesso; 14) poligoni di disseccamento (mud cracks); 15) stratificazione incrociata cuneiforme; 16) clasti di fango (mud pebbles); 17) stratificazione incrociata a media scala; 18) impronte di cristalli di salgemma; 19) lamine stromatolitiche.

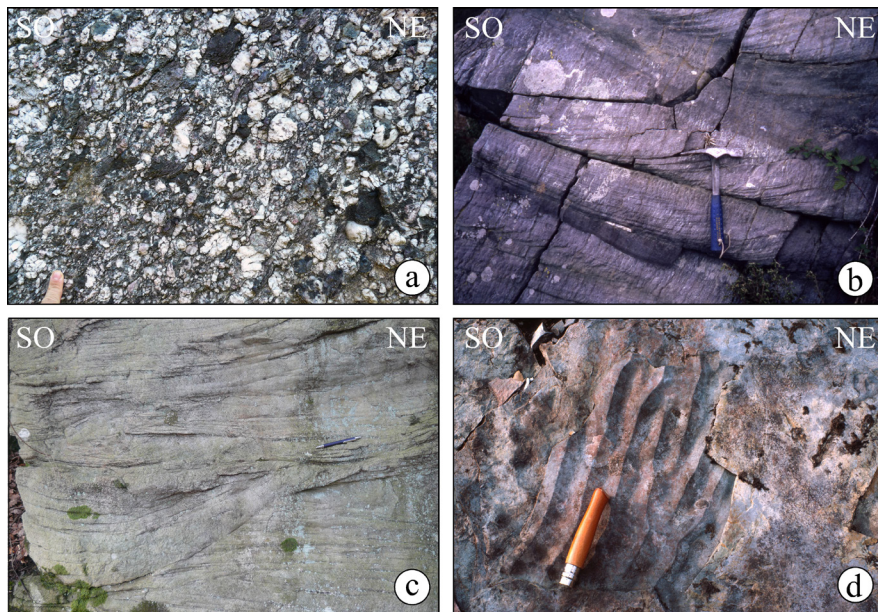


Fig. 4 - Formazione della Verruca: a) Metaconglomerati del membro delle Anageniti grossolane (VEU_1); b) stratificazione incrociata nelle quarziti del membro degli Scisti Violetti (VEU_2); c) stratificazione incrociata concava all'interno del membro delle Anageniti Minute (VEU_3) a Costa di Moriglione. Quarziti del Monte Serra: d) ripples marks simmetrici in località Il Terminetto all'interno del membro degli Scisti Verdi (QMS).

1.3.3.1. - Membro delle Anageniti Grossolane (VEU_1)

Il membro basale della formazione della Verruca affiora in corrispondenza delle culminazioni assiali delle maggiori anticlinali. I principali affioramenti si ritrovano sui versanti occidentali e sud-ovest del M. Il Cocco, a sud-ovest di Vorno.

Lo spessore massimo stimato è di circa 70 m.

Per una maggiore descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.3.1.

1.3.3.2. - Membro degli Scisti Violetti (VEU_2)

Il membro degli Scisti Violetti affiora in modo molto limitato soprattutto sui versanti meridionali e occidentali della valle del Fosso di Casoli e sui versanti occidentali del M. Pian della Conserva, a sud di S. Maria del Giudice.

Lo spessore massimo stimato è di circa 70 m.

Per una maggiore descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.3.2.

1.3.3.3. - Membro delle Anageniti Minute (VEU₃)

Il membro delle Anageniti Minute affiora in modo molto limitato sulle pendici più occidentali del M. Pian della Conserva, sul M. le Corna e a nord-est di M. della Fontana.

Lo spessore massimo stimato è di circa 250 m.

Per una maggiore descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.3.3.

1.3.4. - *Quarziti del Monte Serra* (QMS)

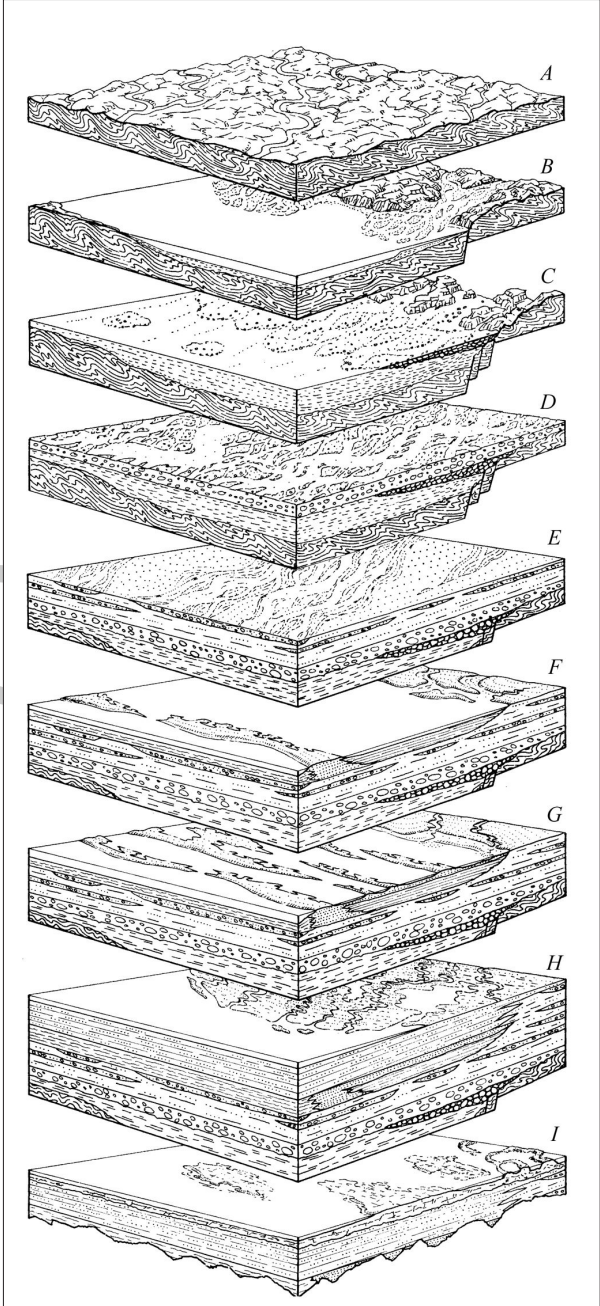
La formazione delle Quarziti del Monte Serra (cfr. Verrucano pars., SAVI, 1832; Verrucano tipico pars., FUCINI, 1925, TREVISAN, 1955; Verrucano s.s., pars., TREVISAN *et alii*, 1965), proposta nel 1968 (RAU & TONGIORGI, 1968b) raggruppando i quattro livelli superiori del “Verrucano tipico” (TREVISAN, 1955) proposti da SCHIAFFINO & TONGIORGI (1962) affiora estesamente in tutta la porzione centro-orientale del Massiccio dei Monti Pisani. In particolare, vasti affioramenti si ritrovano nell’Unità tettonica del Monte Serra in una larga fascia che si estende da Agnano (sulle pendici sud-occidentali) fino all’area di S. Giusto in Compito, sulle pendici nord-orientali. La località tipo è situata sulle pendici sud-occidentali del Monte Pisano sul versante occidentale del M. Cimone (a nord di Montemagno), lungo il sentiero che sale da Casa Felci fino a Passo Prato Ceragiola (SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962). Per questo motivo per una completa descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.4.

La formazione ha uno spessore massimo di circa 400 metri ed è costituita da successioni prevalentemente silicoclastiche che rappresentano la transizione tra la sedimentazione continentale del Triassico medio (formazione della Verruca) a quella lagunare e marina del Triassico superiore (Figg. 3 e 5).

La formazione è stata suddivisa su basi litologiche in quattro membri (SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962).

Carnico p.p.

Fig. 5 (pagina successiva) - Ricostruzione paleodeposizionale tra il Westsfaliano superiore (fine dell’orogenesi Varisca) e il Norico (inizio della sedimentazione triassica) del bacino di sedimentazione delle unità metamorfiche dei Monti Pisani (da RAU & TONGIORGI, 1974, modificata). A) Westsfaliano superiore; B) depositi lacustri (Scisti di San Lorenzo, LOR), Carbonifero sup.- Permiano inf.; C) Depositi continentali (Breccie di Asciano, BSC), Permiano; D) inizio della sedimentazione del ciclo alpino (membro delle Anageniti Grossolane, VEU₁), Ladinico; E) depositi di piana alluvionale (membro degli Scisti Violetti, VEU₂, e membro delle Anageniti Minute, VEU₃), Ladinico- Carnico inf.; F) depositi lagunari (membro degli Scisti verdi, QMS₁), Carnico inferiore; G) depositi marini costieri (membro delle Quarziti Verdi, QMS₂), Carnico; H) depositi di piattaforma deltizia interna (membro delle Quarziti Bianco-Rosa, QMS₃, e membro delle Quarziti Viola Zonate, QMS₄), Carnico; I) depositi carbonatici di ambiente marino neritico (Grezzoni, GRE), Norico- Retico.



1.3.4.1. - Membro degli Scisti Verdi (**QMS₁**)

Il Membro degli Scisti Verdi affiora in maniera ridotta sui versanti nord-occidentali del M. della Fontana (ad est di S. Maria del Giudice) e ad un piccolo affioramento lungo la strada da S. Maria del Giudice ad Asciano.

Lo spessore massimo stimato è di circa 30 m.

Per una maggiore descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.4.1.

1.3.4.2. - Membro delle Quarziti Verdi (**QMS₂**)

Nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice gli affioramenti del membro delle quarziti verdi sono stati documentati in maniera esigua sui versanti orientali del M. Castellare e nell'area del M. della Fontana.

Lo spessore massimo stimato è di circa 30 m.

Per una maggiore descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.4.2.

1.3.4.3. - Membro delle Quarziti Bianco-Rosa (**QMS₃**)

Il Membro delle Quarziti Bianco-Rosa affiora lungo il versante orientale della valle del Guappero e sul versante nord-orientale del M. Corna.

Lo spessore massimo stimato è di circa 270 m.

Per una maggiore descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.4.3.

1.3.4.4. - Membro delle Quarziti Viola Zonate (**QMS₄**)

Il Membro delle Quarziti Viola Zonate (RAU & TONGIORGI, 1968b; cfr. Piastra di SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962) affiora sui versanti orientali dei M. Castellare e del M. S. Giuliano in un'area compresa tra S. Maria del Giudice e S. Giuliano Terme.

Lo spessore massimo stimato è di circa 70 m.

Per una maggiore descrizione si rimanda al paragrafo 1.4.4.4.

1.3.5. - *Grezzoni* (**GRE**)

I Grezzoni affiorano prevalentemente lungo una stretta fascia che dal M. Castellare si estende fino alle pendici orientali del M. Moriglion di Penna nella Valle del Guappero.

I Grezzoni sono sostituiti prevalentemente da dolomia localmente ricristallizzata, compatta di colore variabile dal grigio chiaro al grigio scuro più raramente rosato, organizzata in strati spessi al massimo 1,5 m separati da superfici di dissoluzione ondulate. Frequentemente sono stati documentati livelli centimetrici di calcari oolitici grigio chiari con tessitura tipo *packstone* e *grainstone*. Negli affioramenti tipici è possibile distinguere sequenze deposizionali costituite dal basso

verso l'alto, da pochi centimetri di argilliti giallo-ocra, sottili lamine probabilmente di origine stromatolitica e da un livello di dolomia grigia spesso fino a 1,5 m. Il tetto della formazione è costituito localmente da un livello spesso circa 50 m di filladi giallo-verdi e violacee.

I Grezzoni raggiungono uno spessore massimo di circa 120 m.

Il passaggio alle sottostanti Quarziti del Monte Serra e ai sovrastanti Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) avviene in continuità stratigrafica.

L'età di questi depositi è attribuita al Norico-Retico sia sulla base della posizione stratigrafica, compresa tra la formazione delle Quarziti del Monte Serra (Carnico) e la formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) (Giurassico inferiore) sia sulle base delle analogie litologiche e stratigrafiche con la parte superiore della formazione dei Grezzoni presenti nell'area delle Alpi Apuane.

Complessivamente questi depositi possono essere interpretati come la registrazione di sedimentazione di un margine di piattaforma carbonatica in un ambiente da sub- a supratidale. Ciascun evento deposizionale può essere interpretato come un ciclo peritidale incompleto (RAU & TONGIORGI, 1974). La presenza di sporadiche facies oolitiche indica l'esistenza di occasionali barre isolate in ambienti a più alta energia.

Norico-Retico

1.3.6. - *Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, Auctt.) (CCE)*

La formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) affiora prevalentemente in questa unità tettonica lungo una fascia che si estende verso nord dai versanti nord-occidentali del M. Castellare, a nord-ovest di S. Giuliano Terme, fino alle pendici più settentrionali del M. Moriglion di Penna, sui versanti occidentali della Valle del Guappero.

Questa formazione è costituita prevalentemente da marmi di colore variabile dal bianco al grigio-giallastro, rosato, irregolarmente stratificati in banchi di spessore massimo di 1 m. Localmente, è presente una fitta laminazione di colore grigio chiaro-rosato di spessore variabile da pochi millimetri a 3-4 cm.

Nella parte inferiore e superiore della formazione si ritrovano molto frequentemente livelli detritici discontinui spessi da pochi millimetri fino a 10 cm, di colore giallastro e rosato (per la presenza di abbondanti ossidi di ferro) costituiti da frammenti di stromatoliti algali e materiale detritico (*mud flats pebbles*) e organogeno (*fecal pellets*, frammenti di gasteropodi, crinoidi, echinidi, tubuli di vermi, brachiopodi, antozoi, lamellibranchi, e cefalopodi). La base di questi livelli è di tipo erosivo e associata spesso a superfici di dissoluzione. Nella parte centrale della formazione i livelli detritici sono caratterizzati da strati dolomitici ricchi in

strutture di origine algale, frammenti di gasteropodi e numerosi articoli di crinoidi, caratterizzati da una stratificazione irregolare piano-parallela con strati di spessore di circa 1 m.

Sporadicamente sono stati osservati anche livelli di breccie intraformazionali.

Lo spessore di questi depositi, fortemente influenzato dalla tettonica, varia da poche decine di metri nell'area di S. Giuliano Terme fino a circa 400 m a nord del M. Moriglion di Penna. La variabilità dello spessore è principalmente dovuta alla presenza di pieghe, anche con cerniere ispessite e fianchi assottigliati, talvolta boudinati.

Il passaggio ai sovrastanti Metacalcari con selce è stratigrafico ed è stato considerato per molto tempo eteropico (GIANNINI & NARDI, 1965). Tuttavia, osservazioni micro e meso-strutturali effettuate durante il rilevamento del Foglio hanno permesso di ricondurre questi passaggi eteropici a strutture tettoniche ed in particolare a pieghe parassite di strutture plicative a scala chilometrica (si rimanda al capitolo della tettonica per l'esempio della struttura plicativa del M. Moriglion di Penna).

Sulla base sia dell'associazione fossilifera sia sulle analogie litologiche e stratigrafiche con la formazioni del Calcare massiccio e del Rosso Ammonitico dell'Unità tettonica della Falda Toscana, la formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) è stata attribuita al Giurassico inferiore (Hettangiano - Pliensbachiano inferiore) (DE STEFANI, 1876; RAU & TONGIORGI, 1974).

Complessivamente la formazione dei Marmi dei Monti Pisani può essere interpretata come il risultato di una sedimentazione in ambiente di piattaforma di bassa profondità. -

Hettangiano - Pliensbachiano inferiore

1.3.7. - *Metacalcari con selce (CLF)*

La formazione dei Metacalcari con selce affiora estesamente nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice sui versanti sud-occidentali del M. Castellare, nell'area di S. Giuliano e dalle pendici orientali del M. Cupola fino a quelle occidentali del M. Moriglion di Penna.

I depositi di questa formazione sono costituiti generalmente da metacalcilutiti, più raramente da metacalcareniti di colore grigio o nocciola organizzati in strati spessi generalmente 20-40 cm.

Frequentemente nelle metacalcilutiti si ritrovano selci e locali livelli o lenti calcarenitiche, cemento-sostenute, costituite da intraclasti micritici e da rari bioclasti isorientati. Verso l'alto della formazione le selci, diventano scure, e sono continue e spesse 3-4 cm. I livelli calcarei sono costituiti da una fitta laminazione parallela, più raramente incrociata, formata da calcite spatica, quarzo detritico e albite di

dimensione variabile (4÷30 mm) (BOCCALETTI & MANETTI, 1969). Localmente gli strati possono raggiungere spessori di 1-2 m

Nella parte medio-alta della successione lo spessore degli strati calcarei diminuisce fino a 1-6 cm, le liste di selce si riducono in numero ed in spessore (al massimo 1 mm) mentre i livelli metapelitici diventano localmente sempre più spessi e frequenti.

I depositi dei Metacalcari con selce raggiungono spessori massimi di circa 300 m.

Il passaggio alla sottostante formazione dei Marmi dei Monti Pisani è netto e talvolta si osserva l'interposizione di un livello di calcare giallastro di spessore variabile da pochi centimetri a pochi metri.

Superiormente i Metacalcari con selce passano in maniera graduale alla formazione dei Calcescisti. Nell'area di Casa La Croce i Metacalcari con selce sono sovrastati tettonicamente dal Calcere Cavernoso.

Sulla base delle associazioni ad ammoniti ritrovate nella sovrastante formazione dei Calcescisti (BOCCALETTI & SGUAZZONI, 1969) e sull'attribuzione al Pliensbachiano inferiore dei sottostanti Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*), l'età dei Metacalcari con selce risulta compresa tra il Pliensbachiano *p.p.* ed il Toarciano *p.p.*

Complessivamente i depositi dei Metacalcari con selce possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione di correnti di torbida in ambiente pelagico molto vicino al limite di compensazione dei carbonati.

Pliensbachiano p.p. - Toarciano p.p.

1.3.8. - *Calcescisti (APU)*

I Calcescisti affiorano sui rilievi occidentali della Valle del Guappero lungo una fascia orientata sud-ovest/nord-est dal Cisternone a sud, fino alle pendici occidentali del M. Morigion di Penna.

Questa formazione è costituita da un'alternanza di metapeliti color tabacco e locali marmi grigio-avana organizzati in strati di spessore centimetrico soprattutto nella parte alta della formazione. In prossimità del passaggio con la formazione dei Metacalcari ad Entrochi è presente un livello di metabrecce intraformazionale spesso circa 15 m (BOCCALETTI & MANETTI, 1969).

I livelli metapelitici sono costituiti da un'alternanza di livelli pelitici e livelli micritici e microspartitici contenenti abbondante quarzo detritico ed occasionali resti di radiolariti (BOCCALETTI & MANETTI, 1969). I livelli calcarenitici contengono prevalentemente resti di lamellibranchi limonitizzati, frammenti di crinoidi, granuli di quarzo e intraclasti micritici angolosi di dimensione variabile da 100 mm a 2

mm in un cemento spatico.

Le breccie al tetto della formazione sono calcaree e matrice-sostenute. Nelle porzioni inferiori sono monogeniche con clasti calcarei fortemente schiacciati e di dimensioni massime di 10 cm che mostrano bordi poco definiti. Nelle porzioni sommitali i clasti, meno schiacciati e meno angolosi, sono costituiti da calcareniti, micriti e calcareniti con resti di crinoidi.

I Calcescisti hanno uno spessore variabile dai 50 ai 200 m nell'area a nord-ovest di S. Giuliano (GIANNINI & NARDI, 1965).

Il passaggio alla sottostante formazione dei Metacalcari con selce è graduale, mentre quello ai sovrastanti depositi dei Metacalcari ad Entrochi è stratigrafico e netto. Nell'area di C. La Croce sono sovrastati tettonicamente dal Calcere Cavernoso (CCA).

La presenza di numerosi frammenti di *Posidonomya* sp. non determinabili (IPPOLITO, 1950; GIANNINI & NARDI, 1965) impedisce di stabilire con precisione l'età di questi depositi. La presenza nei livelli detritici al tetto della formazione, di ammoniti piritizzate e rostri di belemnite (BOCCALETTI & MANETTI, 1969) e di un livello calcareo organogeno (GIANNINI & NARDI, 1965), permette di attribuire i depositi dei Calcescisti al Giurassico inferiore - medio (Toarciano *p.p.* - Bathoniano).

I depositi di questa formazione sono indicativi di un ambiente pelagico caratterizzato da occasionali episodi di instabilità.

Toarciano p.p. - Bathoniano p.p.

1.3.9. - *Metacalcari ad Entrochi* (ENT)

I Metacalcari ad Entrochi (cfr. "Calcari Picchiettati" LOTTI, 1888) affiorano sui rilievi occidentali della valle del Guappero lungo una fascia orientata sud-ovest/nord-est compresa tra il M. Moriglion di Penna, ad est, ed il M. Cupola, ad ovest.

Questa formazione è costituita da marmi e calcareniti di colore grigio, grossolanamente stratificati caratterizzati da abbondanti frammenti di articoli di crinoidi che conferiscono alla roccia un aspetto "picchiettato". Raramente sono presenti liste e noduli di selce scura. Localmente, al tetto della formazione si ritrovano lenti di meta-calciruditi poligeniche con clasti di calcilutiti, dolomie e radiolariti.

A scala microscopica possono essere distinti articoli di crinoidi debolmente limonitizzati, frammenti di ammoniti, forme algali e granuli micritici di dimensioni superiori a 200 mm appiattiti e debolmente isorientati, interpretati da BOCCALETTI & MANETTI (1969) come conseguenza "di deboli correnti di fondo che rimaneggiavano il fango calcareo debolmente litificato".

I Metacalcari ad Entrochi hanno uno spessore massimo di circa 150 m.

Questi depositi giacciono mediante un contatto stratigrafico netto sui sottostanti

Calcescisti e sono in rapporti eteropici con le Metaradiolariti (GIANNINI & NARDI, 1965).

Per il ritrovamento di *'Aptychus punctatus'* WOLTZ (CANAVARI, 1887) i Metacalcari ad Entrochi sono stati attribuiti al Titoniano.

I depositi di questa formazione sono interpretati come il risultato della sedimentazione in ambiente pelagico. Viste le analogie stratigrafiche con i Calcari Selciferi della Val di Lima della Falda Toscana è possibile ipotizzare una messa in posto per correnti di torbida.

Bathoniano p.p. - Titoniano superiore p.p.

1.3.10. - *Metaradiolariti (MDT)*

Le Metaradiolariti affiorano in modo molto esteso sui rilievi occidentali della valle del Guappero, lungo una fascia orientata sud-ovest/nord-est che si estende da S. Giusto a sud, a M. Cupola - Casa Belvedere fino a Casa Roventini in prossimità del limite settentrionale del Foglio.

Lo spessore delle Metaradiolariti varia molto e risulta fortemente influenzato dalla tettonica, raggiunge spessori massimi di 200 m (GIANNINI & NARDI, 1965).

Questa formazione è costituita da strati centimetrici e decimetrici di metaradiolariti di colore variabile dal bianco al verde o più generalmente rosso fegato, caratterizzati da sottili intercalazioni metapelitiche.

Verso il basso questi depositi passano eteropicamente ai Metacalcari ad Entrochi, mentre il contatto con la sovrastante formazione degli Scisti sericitici, caratterizzato da un'intensa deformazione, è stato interpretato come tettonico. L'intensa tettonizzazione potrebbe essere la responsabile dell'elisione tettonica della Maiolica e della parte basale degli Scisti Sericitici con la diretta sovrapposizione del membro del Cipollino (SSR₁) direttamente sulle Metaradiolariti.

In assenza di fossili significativi l'età delle Metaradiolariti può essere attribuita Bathoniano - Titoniano superiore in analogia con i Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

Le Metaradiolariti possono essere interpretate come il risultato di una sedimentazione in ambiente profondo al di sotto del limite di compensazione dei carbonati.

Bathoniano p.p. - Titoniano superiore p.p.

1.3.11. - *Scisti sericitici (SSR)*

Gli Scisti sericitici affiorano estesamente sulle pendici più occidentali del massiccio dei Monti Pisani, in un area compresa tra Corliano a sud e Molina di Quosa

al limite settentrionale del Foglio.

Questa formazione è costituita da filladi muscovitiche verdastre, più raramente rosso violacee o grigie, con rari e sottili livelli di filladi carbonatiche, marmi a clorite e metaradiolariti rosse. La parte basale della formazione è prevalentemente calcarea mentre la parte sommitale è dominata da depositi pelitici.

In conformità con quanto documentato nel Foglio 249 Massa Carrara e nel Foglio 260 Viareggio, è stato distinto un membro a composizione prevalentemente carbonatica denominato Cipollino (**SSR₁**) situato nella porzione intermedia della Formazione nei Fogli suddetti, ma nel Foglio 273 Pisa, affiora limitatamente e alla base della Formazione degli Scisti Sericitici.

Lo spessore degli Scisti sericitici non può essere individuato con precisione a causa delle numerose pieghe che interessano l'intera formazione e del contatto tettonico con la quale è limitata inferiormente. Sembra comunque essere dell'ordine di 200-300 metri (TREVISAN *et alii*, 1971).

Il passaggio alla sottostante formazione delle Metaradiolariti avviene con contatto tettonico, con elisione della Maiolica. Dal momento che il membro del Cipollino si trova alla base della formazione si può presupporre una elisione tettonica anche della porzione basale della formazione stessa. Superiormente la formazione passa per alternanza allo Pseudomacigno. Localmente gli Scisti sericitici sono sormontati tettonicamente dal Calcare Cavernoso (per esempio nell'area del M. Pervia).

Il limite inferiore della formazione non è visibile a causa della elisione tettonica: tuttavia, in analogia con quanto indicato sulle Alpi Apuane la base degli Scisti sericitici può essere attribuita all'Aptiano *p.p.*

Il limite superiore è attribuito all'Oligocene superiore *p.p.*, sulla base di associazioni a microforaminiferi planctonici (Rotalipolidi, Globorotalidi, Hantkeninidi e Globorotalidi) trovati nell'area di Molina di Quosa (GIANNINI & NARDI, 1965) e in relazione con gli Scisti sericitici delle Alpi Apuane (ZACCAGNA, 1932; NARDI, 1963).

Come per la formazione della Scaglia Toscana (STO), i depositi degli Scisti sericitici possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione in ambiente di piana bacinale a profondità prossime a quella di compensazione dei carbonati.

?Aptiano *p.p.* – ?Chattiano *p.p.*

1.3.11.1. - Cipollino (**SSR₁**)

Questo membro è stato documentato nella porzione basale della formazione degli Scisti sericitici. Affiora in maniera molto limitata esclusivamente all'interno dell'Unità di S. Maria del Giudice nell'area compresa tra S. Giusto, a sud, ed il M.

Cupola, a nord.

I depositi sono costituiti da un'alternanza di calcescisti verdastri e rosso-viola-cei, marmi a clorite e livelli di metacalcareniti grigie a macroforaminiferi, affioranti in una stretta fascia che presenta uno spessore massimo di circa 50 m.

Il passaggio alle sottostanti Metaradiolariti avviene mediante un contatto tettonico.

Per analogia con quanto documentato nel Foglio 249 Massa Carrara e nel Foglio 260 Viareggio, il Cipollino è attribuito al Cretaceo superiore.

Turoniano - Maastrichtiano

1.3.12. - *Pseudomacigno (PSM)*

Lo Pseudomacigno (SAVI, 1832) affiora in modo limitato esclusivamente all'interno dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice nelle aree a sud-est di Molina di Quosa e a nord-est di Orzignano.

La formazione è costituita da depositi torbiditici interessati da un debole metamorfismo che presentano una granulometria variabile da arenarie medio-grossolane, fino a peliti o più raramente siltiti. Questi depositi sono organizzati in strati spessi fino a 1-2 m che mostrano una gradazione diretta con basi planari e debolmente erosive. Il tetto di ogni sequenza positiva è costituito da sottili livelli di filladi più o meno quarziticche di colore grigio-scuro.

Le metarenarie sono costituite da frammenti litici di rocce sedimentarie e metamorfiche in una matrice sericitico-cloritica caratterizzata localmente da cemento calcitico. Nel complesso si tratta di sedimenti scarsamente maturi sia tessituralmente che composizionalmente (FERRINI & PANDELI, 1985).

Lo spessore di questa formazione è stimato intorno a 50-100 m (TREVISAN *et alii*, 1968b).

Questa formazione rappresenta il tetto dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice. Inferiormente passa agli Scisti sericitici mediante un contatto stratigrafico per alternanza. Localmente lo Pseudomacigno è sormontato tettonicamente dal Calcare Cavernoso dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

In analogia con lo Pseudomacigno delle Alpi Apuane l'età della formazione è attribuita all'Oligocene superiore *p.p.* - Miocene inferiore (Chattiano *p.p.* - Aquitaniano *p.p.*, MONTANARI & ROSSI, 1983).

Complessivamente questi depositi sono interpretati come il risultato di correnti di torbida in ambiente marino profondo di avanfossa.

Chattiano p.p. - Aquitaniano p.p.

1.4. - UNITÀ TETTONICA DEL MONTE SERRA

L'Unità tettonica del Monte Serra affiora prevalentemente nella porzione centro - orientale del massiccio dei Monti Pisani e la sua successione stratigrafica è caratterizzata da due discordanze (Fig. 2). La prima separa il basamento paleozoico deformato durante l'orogenesi ercinica, rappresentato dalle filladi e quarziti di Buti (**BUT**), dalle sovrastanti Breccie di Asciano (**BSC**, Permiano) mentre la seconda separa la formazione paleozoica delle Breccie di Asciano dalla potente successione triassica silicoclastica (*Verrucano Auctt.*), con cui inizia il ciclo sedimentario alpino.

1.4.1. - *Filladi e quarziti di Buti* (**BUT**)

La formazione delle Filladi e Quarziti di Buti (cfr. Scisti di San Lorenzo *p.p.* di TREVISAN, 1955; Arenarie listate di SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962; Filladi e quarziti listate di Buti di RAU & TONGIORGI, 1974), è la più antica tra quelle affioranti nel massiccio dei Monti Pisani.

Si tratta di una formazione fortemente tettonizzata che si ritrova al nucleo di grandi anticlinali di prima fase come quella in corrispondenza del M. Verruca, di Montemagno, di Castelmaggiore e di Buti (sui versanti meridionali dei Monti Pisani) o quelle del M. Conserva e del M. Carrara, in corrispondenza della "zona a scaglie di Faeta". Questa caratteristica rende impossibile stabilire e descrivere una chiara stratigrafia della formazione. Per questo motivo e per l'impossibilità di osservarne e descriverne la base, la formazione deve essere considerata un'unità informale.

La formazione è costituita da un'alternanza di metarenarie quarzitiche da medio a fini di colore grigio (contenenti albite e rari carbonati) e intercalazioni di filladi e metasiltiti di colore grigio-verdastro o grigio-violaceo ricche in ematite che passano localmente a dei veri e propri scisti cloritico-sericitici verdastri. All'interno delle filladi si riconoscono relitti di una foliazione pre-Ercinica (riferita all'evento Sudetico dell'Orogenesi Varisca: PANDELI *et alii*, 1994) evidenziati da una differenziazione composizionale in letti lepidoblastici ricchi in sericite, clorite e ematite e letti granoblastici ricchi in quarzo e albite.

Lo spessore massimo direttamente osservabile è generalmente intorno ai 150-200 m.

La formazione è delimitata al tetto da una superficie erosiva sulla quale poggiano in discordanza la formazione della Verruca e, nella "Zona a Scaglie del Faeta", la formazione delle Breccie di Asciano (RAU & TONGIORGI, 1974). Tale discordanza è stata messa in relazione all'evento Asturico dell'orogenesi Varisca (BAGNOLI *et*

alii, 1980; PANDELI *et alii*, 1994)

L'età di 285 ± 12 Ma (KLIGFIELD *et alii*, 1986 ricalcolato da BORSI *et alii*, 1967, Rb/Sr su roccia totale) può essere interpretata come l'età di raffreddamento del magmatismo Permiano (LANDI DELL'INNOCENTI *et alii*, 2008).

L'età dei depositi delle Filladi e quarziti di Buti è stata attribuita da BAGNOLI *et alii* (1980) e BAGNOLI & TONGIORGI (1980) al Siluriano-Devoniano. L'affinità litologica che questi depositi mostrano con le formazioni degli Scisti Porfirici e delle Quarziti e Filladi Inferiori affioranti nelle Alpi Apuane e con le sequenze paleozoiche della Sardegna SE invece, ha permesso più recentemente di attribuire la sedimentazione delle Filladi e Quarziti di Buti al Cambriano (?) - Ordoviciano(?) (CONTI *et alii*, 1991; PANDELI *et alii*, 1994).

Sulla base della composizione mineralogica è possibile ipotizzare che il protolite delle Filladi e Quarziti di Buti sia rappresentato da depositi maturi.

Cambriano? – Ordoviciano?

1.4.2. - Breccie di Asciano (BSC)

La formazione delle Breccie di Asciano (cfr. Scisti di San Lorenzo *p.p.* di TREVISAN, 1955; formazione delle Breccie e Conglomerati di Asciano di RAU & TONGIORGI, 1974) affiora esclusivamente nella “zona delle scaglie del Faeta”, sul fianco dritto dell'anticlinale del M. della Conserva. Lo spessore complessivo della formazione è molto variabile ed è compreso, al massimo, tra 50 e 80 m (RAU & TONGIORGI, 1974). Il contatto con la sovrastante formazione della Verruca (VEU) è fortemente erosivo, mentre quello inferiore con le Filladi e quarziti di Buti è marcato da una netta discordanza angolare.

Per la descrizione stratigrafica si rimanda al paragrafo 1.3.2.

Permiano

1.4.3. - Formazione della Verruca (VEU)

La località tipo è situata sulle pendici sud-orientali del Monte Pisano lungo il versante sud-occidentale del M. Cimone (a nord di Montemagno), lungo il sentiero che sale verso Casa Felci.

Lo spessore della formazione nella sezione tipo è 635 metri (RAU & TONGIORGI, 1968a).

La formazione è stata suddivisa su basi litologiche in tre membri (SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962).

Ladinico - Carnico inferiore p.p.

1.4.3.1. - Membro delle Anageniti Grossolane (VEU₁)

Il membro basale della formazione della Verruca affiora in corrispondenza delle culminazioni assiali delle maggiori anticlinali. I principali affioramenti si ritrovano nell'Unità tettonica del Monte Serra in corrispondenza dell'Anticlinale del M. Verruca, dell'anticlinale di Montemagno, di quelle sul versante sud-occidentale e nord-orientale del M. Cascetto, di quella compresa tra Passo Prato Ceragiola e Buti, di quella a nord di Cascine di Buti, di quella sul versante nord-orientale del M. Passatoio e delle anticlinali del M. Faeta/M. Carrara nella "zona a scaglie del Faeta".

La base della successione è caratterizzata da un conglomerato poligenico, matrice sostenuto e moderatamente classato spesso 4-7 m. I ciottoli, con dimensioni generalmente inferiori a pochi centimetri, sono costituiti da quarzo bianco e rosa e da filladi provenienti dalla formazione paleozoica delle Filladi e Quarziti di Buti. Verso l'alto la dimensione dei clasti diminuisce fino a diventare un'arenaria grossolana caratterizzata da un maggior grado di classazione e da un arricchimento in quarzo (RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI *et alii*, 1977). Negli ultimi 2/3 metri infine, RAU & TONGIORGI (1974) descrivono corpi lenticolari di microconglomerati. Il contatto con i conglomerati triassici e con le sottostanti formazioni paleozoiche è di tipo erosivo. La datazione di questi depositi è ancora incerta. Tuttavia, secondo RAU & TONGIORGI (1974) analogie tessiturali e la presenza di pirofillite (assente nei depositi della formazione delle Breccie di Asciano ma comune in quelli della formazione della Verruca) sembrano attribuirli alla formazione della Verruca o comunque ad un episodio precursore della sedimentazione clastica triassica che avrebbe riempito lievi e locali depressioni in parte erose durante la successiva deposizione dei conglomerati triassici.

Il primo deposito di sicura età triassica è rappresentato da un potente livello di conglomerato di spessore variabile che al massimo raggiunge lo spessore di circa 65 metri come nei pressi di Castelmaggiore o di Montemagno. Questo sedimento è costituito da un conglomerato poligenico mal classato con tessitura da matrice- a clasto-sostenuta e subordinatamente da areniti grossolane (Fig. 4a). Nella parte basale della successione i depositi sono organizzati in strati spessi con superfici di stratificazione difficilmente riconoscibili e fortemente erosive, mentre nella parte superiore lo spessore degli strati diminuisce e le superfici di stratificazioni diventano ben evidenti. In questa porzione sono stati distinti corpi lenticolari di arenarie grossolane di colore violaceo. I clasti mostrano un buon grado di arrotondamento, una scarsa classazione e dimensioni medie variabili da poco meno di 1 cm a circa 20 cm di diametro. I clasti di dimensione maggiore sono fortemente arrotondati mentre quelli di dimensioni ridotte variano da sub-angolosi ad angolosi. Generalmente si tratta di ciottoli molto appiattiti che presentano angoli di inclinazioni molto variabili. La matrice, localmente ricca in ematite, è costituita da quarzo,

clorite e sericite.

Da un punto di vista petrografico i conglomerati del membro delle Anageniti Grossolane mostrano una variazione verticale nella composizione dei clasti: nella parte basale dominano clasti provenienti dalle successioni paleozoiche sottostanti (quarziti sericitiche ad albite caratterizzate spesso da un'intensa colorazione ocra scuro, porfidi quarziticci color rosso-fegato o rosso-mattone e filladi) mentre nella parte alta della successione i clasti sono costituiti prevalentemente da quarzo bianco e rosa-violaceo e da rare tormalinolitite (RAU & TONGIORGI, 1974).

Lo spessore massimo osservato è di circa 65 m.

L'età del membro delle Anageniti Grossolane non è definita su basi paleontologiche. La presenza di clasti di porfiroidi di età permiana indica la deposizione dei conglomerati durante il Triassico. La continuità di sedimentazione con il sovrastante membro degli scisti violetti e il rapido accumulo di materiale hanno indotto RAU & TONGIORGI (1968a) ad attribuire l'età del membro delle Anageniti Grossolane al Ladinico.

I caratteri sedimentologici indicano una deposizione in ambiente fluviale tipo *braided* o meandriforme (TONGIORGI *et alii*, 1977) (Fig. 5 c-e). L'area di alimentazione era probabilmente collocata a nord-est rispetto alla posizione attuale dei Monti Pisani (RAU & TONGIORGI, 1974).

Ladinico

1.4.3.2. - Membro degli Scisti Violetti (VEU₂)

La località tipo del membro degli Scisti Violetti è situata sulle pendici sud-occidentali del M. Cimone. Altri affioramenti si ritrovano in corrispondenza del fianco rovescio dell'anticlinale del M. Verruca (da Montemagno a Vicopisano), al nucleo dell'anticlinale ad est di Castelmaggiore, sul versante sud-occidentale del crinale che si estende da nord-ovest a sud-est, dal M. Serra a Spuntone Sant'Antallago, sul versante settentrionale di Colle Prato di Calci, da Buti fino alle pendici settentrionali del M. Gentivola, sul versante settentrionale del M. Passatoio e nell'area della "Zona a Scaglie del Faeta".

Si tratta di filladi quarziticche violacee generalmente di aspetto massivo in cui la debole stratificazione è evidenziata da una debole variazione granulometrica. La parte inferiore della successione è costituita da porzioni più strettamente filladiche e da intercalazioni conglomeratiche spesse circa 20-25 metri caratterizzate da una geometria lentiforme. Le intercalazioni conglomeratiche basali sono del tutto simili a quelle presenti nella parte sommitale del membro delle Anageniti Grossolane mentre le successive presentano una granulometria progressivamente più fine. La parte sommitale della successione è caratterizzata dalla presenza di intercalazioni quarziticche di colore variabile, dal viola al bianco o più raramente grigio o verde chiaro, o da bancate di quarziti più o meno filladiche di colore viola di spessore di

1-2 m, caratterizzate da una stratificazione incrociata (Fig. 4 b) che risaltano in forte rilievo nella morfologia circostante. I depositi del membro degli Scisti Violetti mostrano quindi nel complesso una gradazione inversa. Nelle porzioni pelitiche la stratificazione è difficilmente riconoscibile. Solo localmente è possibile individuare una laminazione piano parallela e rare tracce di bioturbazione prodotte da radici.

Le filladi sono fortemente arricchite in sericite ed ematite. Localmente si riconoscono sottili livelli più quarziticci. Nei livelli quarzo-arenitici i clasti sono costituiti prevalentemente da quarzo e frammenti di ortoclasio fortemente sericitizzati che nel complesso rappresentano il 5% del volume della roccia. Albite e tormalina sono molto scarsi. Al tetto del membro, si ritrovano plaghette cloritiche di dimensioni millimetrica evidenziate da macchie di colore verdastro all'interno delle filladi violacee e concrezioni calcareo o calcareo-dolomitico tipo *caliche* ormai disciolte ed in parte sostituite da clorite e quarzo (RAU & TONGIORGI, 1974).

Lo spessore varia da un minimo di 150 m fino ad un massimo di circa 365 m.

Il contatto basale con il membro delle Anageniti Grossolane è brusco ed è di tipo stratigrafico. E' ben evidente lungo la strada che da Buti sale al M. Serra.

Il membro degli Scisti violetti viene datato al Triassico medio in analogia con le formazioni triassiche affioranti nell'area di Punta Bianca dove sono stati documentati intercalazioni di calcari a *Diplopora* ed *Encrinus liliiformis* (ELTER *et alii*, 1966) e faune a gasteropodi (es. '*Turritylus triadicus*', '*Coelochrysalis ammonis*') che ne permettono l'attribuzione al Ladinico (FEDERICI, 1966).

I depositi del membro degli Scisti Violetti possono essere interpretati come depositi in un ambiente di piana alluvionale attraversato da fiumi meandriiformi ad alta sinuosità (Fig. 5).

Ladinico

1.4.3.3. - Membro delle Anageniti Minute (VEU₃)

Il membro delle Anageniti Minute affiora in modo molto esteso sulle pendici centrali ed orientali del massiccio dei Monti Pisani tra Castelmaggiore, ad ovest, Cascine di Buti, ad est, Vicopisano, a sud, e S. Andrea di Compito, a nord. Nella zona delle scaglie del M. Faeta affiora principalmente al nucleo di una sinforme a nord-ovest del M. Faeta.

Questo membro è organizzato in megasequenze positive di spessore variabile fino a 20 metri costituite da una porzione inferiore di quarziti chiare e conglomerati quarziticci biancastri matrice sostenuti e da una porzione superiore costituita da filladi e quarziti filladiche chiare o da filladi quarziticche di colore viola scuro che assumono al tetto una colorazione verdastra (Fig. 3). La stratificazione è ben evidente soprattutto dove le bancate quarziticche più o meno grossolane chiare sono alternate a livelli di filladi viola (versante occidentale di M. Cimone, passo Prato a Ceragiola e nell'area di M. Lombardona).

La variazione laterale e verticale di questi depositi è molto spinta per cui l'attribuzione di affioramenti di piccole dimensioni a questo membro o al membro degli Scisti Violetti può risultare molto difficile. I corpi micro-anagenitici alla base delle megasequenze mostrano una geometria lenticolare fortemente appiattita che può essere seguita lateralmente al massimo per 250 m. Mostrano basi debolmente erosive, stratificazione incrociata tabulare semplice (nettamente unidirezionale), stratificazione incrociata concava, stratificazione cuneiforme e più raramente *ripples*. All'interno dei singoli strati micro-conglomeratici si notano superfici di erosione che definiscono canali di ampiezza e profondità variabili, generalmente di pochi centimetri (Fig. 4 c). I canali di erosione sono riempiti da sedimento più grossolano di quello sottostante caratterizzato da un'evidente stratificazione incrociata concava. Nella porzione sommitale della megasequenza le strutture sedimentarie sono ridotte. All'interno delle filladi violacee sono state documentate laminazioni piano-parallele evidenziate da millimetrici livelli di argilliti, mentre le porzioni più quarzitiche presentano stratificazione incrociata concava a piccola scala.

I clasti dei livelli più grossolani mostrano un alto grado di arrotondamento, dimensioni inferiori a 2 cm ed una petrografia del tutto analoga a quella descritta per le Anageniti Grossolane. L'unica differenza sta nel marcato aumento della percentuale dei clasti di quarzo. La matrice è costituita in prevalenza da grani di quarzo bianco e sericite.

Al tetto dei livelli filladici viola sono presenti livelli dolomitici nodulari più o meno continui interpretati da RAU & TONGIORGI (1974) come *caliche* sviluppate in aree topograficamente elevate della piana inondabile in clima arido o semi-arido.

Lo spessore stimato nella sezione tipo è di 205 m.

Il limite inferiore del Membro delle Anageniti Minute è stratigrafico e graduale e per questo è spesso di difficile riconoscimento. È identificato dove le intercalazioni più grossolane di colore chiaro diventano dominanti originando spesse bancate riconoscibili in panorama. Spesso è marcato anche da un sottile livello di filladi verdastre. Il tetto della successione invece, è caratterizzato dalla presenza di un sottile livello di filladi di colore violaceo.

Il membro delle Anageniti Minute viene attribuito al Triassico per la presenza nei livelli basali della sovrastante formazione delle Quarziti del Monte Serra di associazioni a lamellibranchi del Carnico inferiore (RAU & TONGIORGI, 1966).

I depositi microanagenitici del membro delle Anageniti Minute sono interpretati come sequenze di riempimento di canali fluviali tipo *channel gravel* o *point-bar deposits*, mentre le porzioni violacee presenti al tetto delle megasequenze sono interpretabili come depositi di pianura inondabile.

La presenza sul versante occidentale del M. Pruno, di 4-5 m di quarziti bianco-verdi caratterizzate da una stratificazione incrociata a basso angolo, interpretabili come depositi di spiaggia, evidenziano la presenza di una trasgressione marina

(Fig. 5).

Carnico inferiore p.p.

1.4.4. - *Quarziti del Monte Serra (QMS)*

La località tipo è situata sulle pendici sud-occidentali del Monte Pisano sul versante occidentale del M. Cimone (a nord di Montemagno), lungo il sentiero che sale da Casa Felci fino a Passo Prato Ceragiola (SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962) dove raggiunge uno spessore massimo di circa 420 metri.

La formazione è costituita da successioni prevalentemente silicoclastiche che rappresentano la transizione tra la sedimentazione continentale del Triassico medio (formazione della Verruca) a quella lagunare e marina del Triassico superiore (Figg. 3 e 5).

La formazione è stata suddivisa su basi litologiche in quattro membri (SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962).

Carnico p.p.

1.4.4.1. - *Membro degli Scisti Verdi (QMS₁)*

Il membro degli Scisti Verdi affiora in corrispondenza del nucleo delle principali sinclinali dei Monti Pisani (esempio la sinclinale che si estende da Castelmaggiore lungo il crinale M. Cimone - Sasso della Dolorosa fino a Buti).

Il membro degli Scisti Verdi è costituito da una fitta alternanza di filladi quarzitiche di colore verde, e arenarie quarzoso-micacee di colore chiaro (dal grigio-verde al bianco). In dettaglio è possibile riconoscere: 1) depositi *fining-upward*, costituiti alla base da 3-5 cm di sabbie medio - fini, caratterizzati da una discreta continuità laterale, e da 10-15 cm di argilliti con laminazione piano parallela alla base e laminazione incrociata al tetto, all'interno del quale si ritrovano sottili lamine e piccole lenti arenacee. Queste sequenze sono caratterizzate da basi erosive con sviluppo di piccoli canali poco profondi (al massimo 5 cm) che raggiungono ampiezze massime di 1 m; 2) depositi prevalentemente filladici caratterizzati da una stratificazione ondulata e lenticolare con corpi di arenarie quarzitiche caratterizzate da un ampio sviluppo di *ripples*.

Variamente intercalati a questi depositi si ritrovano livelli a composizione prevalentemente arenacea, organizzati in sequenze torbiditiche localmente complete in tutti i termini della sequenza di Bouma, spesse al massimo 10 cm, e lenti di arenarie grossolane spesse 2-3 cm, con base erosiva e stratificazione incrociata interpretate come sequenze di riempimento di canali. Il tetto del membro degli Scisti Verdi è caratterizzato da livelli di *mudcrack* associati a piccoli canali profondi 4-5 cm riempiti da sabbie grossolane di colore rossastro a stratificazione incrociata.

Per tutto lo spessore del membro degli Scisti Verdi si ritrovano numerose strutture sedimentarie tra le quali: *ripples* di vario tipo (*wave-*, *current-* e *interference-ripples*) (Fig. 4 d), tracce di corrente e impronte di ruscellamento (*rill casts*, *creascent marks*), *burrow* verticali e orizzontali (RAU & TONGIORGI, 1970) e tracce di origine animale (impronte di tetrapodi: HUENE, 1941; RAU & TONGIORGI, 1974; di moto o di reptazione e tane di animali filtratori: RAU & TONGIORGI, 1974).

Da un punto di vista petrografico le filladi sono costituite da clorite, sericite, albite e tormalina mentre le arenarie sono costituite prevalentemente da quarzo e subordinatamente albite, in cemento cloritico. Tracce di carbonati si ritrovano nei livelli più grossolani. Molto frequentemente si ritrovano plaghe cloritiche e *caliche*. La presenza di abbondante pirite produce colorazioni giallo-rossastre.

Nelle aree meno tettonizzate, lo spessore originario della successione è stimato tra 70 e 130 m.

Il membro delle Quarziti Verdi giace in continuità stratigrafica sopra alla formazione della Verruca mediante una progressiva variazione verticale o alternanze stratigrafiche, più raramente il passaggio può essere netto.

I depositi sono stati attribuiti al Carnico inferiore per il ritrovamento di associazioni a lamellibranchi soprattutto nell'area di Agnano (RAU & TONGIORGI, 1966).

I depositi del membro degli Scisti Verdi sono interpretati essersi deposti in un ambiente di piana tidale (TONGIORGI *et alii*, 1977) (Fig. 5). I depositi più fini sono coerenti con la deposizione in aree più protette del bacino come lagune costiere. La presenza sporadica di intercalazioni di sedimenti più grossolani e privi di organizzazione interna è compatibile con eventi di tempesta. Inoltre la segnalazione di impronte di cristalli di gesso indicherebbe anche lo sviluppo di occasionali condizioni ipersaline (ELTER *et alii*, 1966). Infine, la presenza di stelle marine (*Asteroidi*) confermerebbe la presenza di comunicazione col mare aperto. La parte sommitale del Membro degli Scisti Verdi registra la tendenza all'instaurarsi di un bacino con acque poco profonde con saltuari episodi di emersione.

Carnico inferiore p.p.

1.4.4.2. - Membro delle Quarziti Verdi (QMS₂)

I principali affioramenti del membro delle Quarziti Verdi si ritrovano nella parte sud-occidentale del massiccio dei Monti Pisani nell'Unità tettonica del Monte Serra (ad esempio ad ovest del M. Verruca, al M. Terminetto, a Cima Stipareccia, nell'area tra Costa Moriglione e Campo di Croce e sul versante sud-ovest del M. Cimone).

Il membro delle Quarziti Verdi è costituito da arenarie quarzose grigio-verdastre o verde chiaro e da sottili lamine pelitiche verdi di spessore millimetrico. Le arenarie sono fittamente laminate (generalmente di spessore inferiore al centimetro) e organizzate in strati da medi a spessi che mostrano una stratificazione incro-

ciata cuneiforme prevalentemente a basso angolo (inferiore a 20-25°). Tuttavia nella parte sommitale dei depositi, sono stati documentati *foreset*, immergenti verso ovest, e una stratificazione ondulata caratterizzata da *ripples* con lunghezze d'onda compresa tra 60-80 cm. Al tetto di ogni sequenza si ritrovano generalmente sottili lamine di argilliti che individuano, in tutto lo spessore del membro, una stratificazione incrociata. Localmente sono state individuate sottili lenti di conglomerato di spessore centimetrico.

Da un punto di vista petrografico le arenarie sono ben classate e sono costituite in prevalenza da clasti medio - fini di quarzo generalmente sub-angolosi caratterizzate da scarsissimo cemento quarzítico - micaceo e da locali orizzonti ricchi in feldspato. In particolare è stata documentata albite neogenica e ortose detritica fortemente sericitizzata. Le arenarie mostrano un buon grado di classazione e variano da mature a sub-mature. La formalina è comunemente presente. Le filladi sono fortemente arricchite di clorite, anche se nella porzione centrale dei depositi assumono una colorazione violacea.

Lo spessore dei depositi è molto variabile e diminuisce muovendosi da sud, dove raggiunge al massimo i 70 m (nella sezione del M. Cimone), a nord, dove si riduce a 1-2 m fino a scomparire nell'area di Pieve di Compito. Verso l'alto lo spessore degli strati arenitici delle Quarziti Verdi è generalmente evidenziato dalla presenza di un episodio di sedimentazione più grossolano caratterizzato dalla deposizione, nella porzione meridionale del massiccio dei Monti Pisani, di 1-2 m di conglomerato quarzoso di colore violaceo (RAU & TONGIORGI, 1974).

L'assenza di fossili impedisce una datazione diretta del membro delle Quarziti Verdi. Tuttavia la presenza di faune a lamellibranchi del Carnico inferiore nel sottostante membro degli Scisti Verdi e l'attribuzione al Norico della formazione dei Grezzoni al tetto della formazione delle Quarziti del Monte Serra ne permette una generica attribuzione al Carnico (TONGIORGI *et alii*, 1977).

I depositi del membro delle Quarziti Verdi sono attribuibili ad un ambiente marino costiero (Fig. 5).

Carnico p.p.

1.4.4.3. - Membro delle Quarziti Bianco-Rosa (QMS₃)

I principali affioramenti del Membro delle Quarziti Bianco-Rosa sono localizzati principalmente ad ovest della "Zona a Scaglie del Faeta", lungo una fascia orientata sud-ovest/nord-est che si estende da Asciano fino a S. Giusto di Compito e che prosegue verso ovest/sud-ovest fino a sud di Castelvecchio sulle pendici più orientali del massiccio. Altri affioramenti si ritrovano sul versante sud-ovest del M. Verruca, nell'area a sud di Buti ed al nucleo delle principali sinformi come quelle del M. Passatoio o del M. Serra.

I depositi di questo membro sono costituiti prevalentemente da arenarie quar-

zose medio - fini di colore grigio rosato, ben classate e mature, organizzate in strati regolari di spessore variabile da 10-20 cm fino a 1 m.

I depositi della parte inferiore e mediana di questo membro sono caratterizzati prevalentemente da strati di 10-20 cm di arenarie con stratificazione massiva e planare lateralmente continui, separati da sequenze *fining upward* di filladi grigio-verdi di spessore massimo di 3 cm spesso interessate da *ripples*. Localmente i livelli filladici sono completamente assenti. In questi casi, si ritrovano come clasti argillitici e siltosi (*mud pebbles*) nella porzione inferiore dei livelli arenacei. Localmente i livelli quarziticci assumono un aspetto laminato per la presenza di sottilissimi letti filladici di colore verde con disposizione piano-parallela. Questi depositi passano lateralmente ad un'arenaria quarziticca di colore bianco-rosato costituita da clasti di quarzo (spesso rosato) di dimensione inferiore a 1 cm. Questa arenaria è organizzata in strati da medi a spessi (fino ad 1 m) che mostrano laminazione piano parallela o debolmente inclinata, basi nette ma non erosive e gradazione inversa. Localmente si ritrovano sottili strati e lenti di micro - conglomerati con ciottoli di quarzo, quarziti e porfido, di dimensioni massime di circa 3 cm, caratterizzati da stratificazione incrociata irregolare e da intercalazioni filladiche verdi organizzate in letti o *mud pebbles*. La parte alta del membro è costituita prevalentemente da livelli arenacei e da conglomerati poligenici di riempimento di canale caratterizzati in sequenza *fining upward* e da stratificazione incrociata. I ciottoli dei livelli conglomeratici sono costituiti da quarzo bianco e rosa, porfido rosso cupo, quarziti verdastre, quarziti sericitiche ad albite e occasionalmente anche da tormalinoliti. Occasionalmente possono raggiungere un diametro massimo di 20 cm. Il cemento delle arenarie e dei livelli micro-conglomeratici nella porzione inferiore del membro è costituito prevalentemente da quarzo, mentre le arenarie grossolane ed i conglomerati della parte superiore presentano una matrice filladico - cloritica di colore verde.

I depositi al tetto di questo membro sono caratterizzati da una graduale e progressiva riduzione sia degli spessori degli strati sia della grana dei depositi arenacei e micro-conglomeratici. In questa porzione i livelli millimetrici di filladi verdi sono gradualmente sostituiti da livelli progressivamente più spessi di filladi violacee caratterizzate localmente da *ripples*, strutture da disseccamento, impronte di origine fisica e orme di tetrapodi (attribuite al Keuper da HUENE, 1941; RAU & TONGIORGI, 1968b).

Lo spessore del membro delle Quarziti Bianco-Rosa è relativamente costante in tutta l'area di affioramento e varia da un minimo di 120 ad un massimo di 180 m.

Il membro delle Quarziti Bianco-Rosa giace in continuità stratigrafica sopra il membro delle Quarziti Verdi. In particolare nell'area del M. Cimone e del M. Veruca, la parte basale del membro è evidenziata da intercalazioni violacee caratterizzate da *burrows*, da strutture poligonali da disseccamento e localmente da *caliche*.

L'assenza di fossili impedisce una datazione diretta del membro delle Quarziti Bianco-Rosa. La presenza di faune a lamellibranchi del Carnico inferiore nel membro degli Scisti Verdi e l'attribuzione al Norico della formazione dei Grezzoni al tetto della formazione delle Quarziti del Monte Serra, ne permette una generica attribuzione al Carnico (RAU & TONGIORGI, 1974).

Nel complesso il membro delle Quarziti Bianco-Rosa può essere interpretato come il risultato di una deposizione in un ambiente di piattaforma continentale poco profonda, localmente influenzata dalla sedimentazione deltizia. In particolare la parte basale potrebbe indicare un ambiente di piana tidale soggetta a occasionali emersioni (*burrows*, strutture da disseccamento, *caliche* e colorazione violacea) mentre i depositi arenacei e conglomeratici indicherebbero la ripresa della sedimentazione terrigena clastica in un bacino poco profondo sommerso, soggetto a forti correnti trattive. Infine, la parte sommitale del membro segna una riduzione dell'apporto terrigeno e della subsidenza del bacino sul quale si imposta una piana deltizia (Fig. 5).

Carnico p.p.

1.4.4.4. - Membro delle Quarziti Viola Zonate (QMS₄)

Il membro delle Quarziti Viola Zonate (RAU & TONGIORGI, 1968b; cfr. Piastra di SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962) affiora prevalentemente sul versante sud-ovest del massiccio dei Monti Pisani. I principali affioramenti si ritrovano ad ovest della "Zona a Scaglie del Faeta" lungo una fascia che si estende in modo irregolare da Agnano fino a Vorno (esempio: nella Valle della Polla presso Agnano e presso Cima la Sugheretta). Altri affioramenti sono quelli sul versante occidentale del M. Trabardatica e a sud di S. Andrea di Compito.

Le Quarziti Viola Zonate sono caratterizzate da una fitta laminazione spessa 1-2 cm di quarziti a grana finissima e lamine micacee fortemente arricchite in ematite (responsabile della colorazione violacea) che danno alla roccia un aspetto variegato. Sul versante settentrionale del massiccio la fitta laminazione è interrotta da strati quarziticci spessi al massimo 5 cm.

Nella parte inferiore del membro si ritrovano letti sabbiosi laminati, mentre nella parte sommitale si ritrovano occasionalmente lenti di conglomerati sabbiosi con basi erosive e clasti di dimensioni massime di 20 cm, costituiti prevalentemente da quarzo e più raramente, da ciottoli derivanti dallo smantellamento del basamento Varisico.

Lo spessore di questo membro varia da 50 a 80 m.

Il membro delle Quarziti Viola Zonate giace in continuità stratigrafica sopra il membro delle Quarziti Bianco-Rosa. Il passaggio è estremamente gradato ed il limite viene individuato dove le intercalazioni filladiche violacee diventano dominanti (RAU & TONGIORGI, 1974).

Le numerose impronte di tetrapodi rinvenute negli affioramenti a nord di Agnania indicano un'età compresa tra il Carnico superiore ed il Norico inferiore. Tuttavia, la deposizione durante il Norico della formazione dei Grezzoni nell'area delle Alpi Apuane, ha permesso a RAU & TONGIORGI (1974) di attribuire la deposizione del membro delle Quarziti Viola Zonate al Carnico superiore.

I depositi del membro delle Quarziti Viola Zonate possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione in un ambiente di piana deltizia, periodicamente emersa e incisa da canali distributori (TONGIORGI *et alii*, 1977). In particolare la progressiva riduzione, in numero e dimensione, di *ripples* da corrente spostandosi verso la parte sommitale e la presenza soprattutto nella porzione inferiore del membro di *mud cracks* (parzialmente rielaborati dai sovrastanti livelli arenacei), impronte di tetrapodi, di trascinarsi, di corrente e di rotolamento indicano un ambiente progressivamente a più bassa energia (Fig. 5). La grande continuità laterale della laminazione, le locali impronte di salgemma e l'assenza di un'abbondante vegetazione permettono di ipotizzare la presenza di un clima semi-arido (RAU & TONGIORGI, 1974).

Carnico superiore p.p.

1.4.5. - *Grezzoni* (GRE)

Esigui affioramenti di Grezzoni si ritrovano in corrispondenza delle pendici più meridionali del massiccio dei Monti Pisani, a Lugnano e a nord-ovest di S. Giovanni alla Vena.

I Grezzoni sono sostituiti prevalentemente da dolomia localmente ricristallizzata, compatta di colore variabile dal grigio chiaro al grigio scuro più raramente rosato, organizzata in strati spessi al massimo 1,5 m separati da superfici di dissoluzione ondulate. Frequentemente sono stati documentati livelli centimetrici di calcari oolitici grigi chiari con tessitura tipo *packstone* e *grainstone*.

La formazione dei Grezzoni presenta uno spessore massimo di circa 120 m.

Il contatto con la sottostante formazione delle Quarziti del Monte Serra è di tipo stratigrafico. Un affioramento tipico è localizzato sul Colle la Panieretta a nord di S. Giovanni alla Vena dove, breccie calcaree con clasti provenienti dal membro delle Quarziti Viola Zonate della sottostante formazione delle Quarziti del Monte Serra (QMS), sono intercalati a livelli pelitici viola.

La base dei Grezzoni è costituita da filladi quarzitiche e quarziti filladiche varicolori contenenti occasionalmente livelli di conglomerati quarziticci con clasti di dimensioni massime di 10-15 cm, provenienti dal membro delle Quarziti Bianco-Rosa della formazione delle Quarziti del Monte Serra (QMS). Il tetto è caratterizzato da una breccia, di spessore variabile da 1 a 8 m, con clasti provenienti dalla

formazione dei Grezzoni in un cemento calcareo-limonitico o quarzitico di colore giallastro. Il passaggio alla sovrastante formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*) è di tipo stratigrafico.

I Grezzoni vengono attribuiti al Norico-Retico sulla base della loro posizione stratigrafica, compresa tra la formazione delle Quarziti del Monte Serra (Carnico) e la formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*) (Giurassico inferiore), e sulla base di analogie litologiche e stratigrafiche con la parte alta della formazione dei Grezzoni presenti nell'area delle Alpi Apuane.

Complessivamente i depositi dei Grezzoni dei Monti Pisani possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione su un margine di piattaforma carbonatica in un ambiente da sub- a sopracotidale. Ciascuna sequenza deposizionale può essere interpretata come un ciclo peritidale incompleto (RAU & TONGIORGI, 1974). La presenza di sporadiche facies oolitiche indica l'esistenza di occasionali barre isolate in ambienti a più alta energia.

Norico - Retico

1.4.6. - *Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi Auctt.) (CCE)*

La formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*) affiora limitatamente sulle pendici più meridionali del massiccio dei Monti Pisani, lungo il versante che da Caprona sale a Casa Focetta, a sud del M. Verruca.

I depositi di questa formazione sono del tutto analoghi a quelli descritti nel paragrafo 1.3.6. Si differenziano da questi solo nella parte centrale della formazione dove i livelli detritici sono fortemente ridotti in spessore e numero. In questa porzione i Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) sono grigio-chiari, omogenei e massivi. Il tetto dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) è caratterizzato da un livello di marmo giallo-rosato di spessore metrico.

I Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) raggiungono uno spessore massimo di circa 250m.

Il passaggio alla sovrastante formazione dei Metacalcari con selce è di tipo stratigrafico e avviene tramite una facies di transizione caratterizzata da locali lenti di selce e da strati spessi 10-20 cm di calcari rosati, nocciola o verde chiaro separati da originarie intercalazioni pelitiche dello stesso colore, spesse al massimo 2-3 cm. Questi livelli vengono comunemente messi in relazione con la formazione del Rosso Ammonitico dell'Unità tettonica della Falda Toscana (RAU & TONGIORGI, 1974).

Sulla base sia dell'associazione fossilifera ritrovata nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice, sia sulle analogie litologiche e stratigrafiche con la formazioni del Calcare massiccio e del Rosso Ammonitico della Falda Toscana, la formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) è stata attribuita al Giurassico

inferiore (Hettangiano - Pliensbachiano inferiore) (DE STEFANI, 1876; RAU & TONGIORGI, 1974).

Complessivamente la formazione dei Marmi dei Monti Pisani può essere interpretata come il risultato di una sedimentazione in ambiente di piattaforma di bassa profondità.-

Hettangiano - Pliensbachiano inferiore

1.4.7. - *Metacalcari con selce (CLF)*

I Metacalcari con selce affiorano in modo limitato lungo la strada che da Caprona sale a Casa Focetta.

I depositi di questa formazione sono costituiti generalmente da metacalcilutiti, più raramente da metacalcareniti di colore grigio o nocciola con abbondanti liste e noduli di selce organizzati in strati spessi generalmente 20-40 cm, intercalati da sottili livelli metapelitici. Per una maggiore descrizione stratigrafica si rimanda al paragrafo 1.3.7.

Questa formazione raggiunge uno spessore massimo di 75 m.

Il contatto con la sottostante formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi, *Auctt.*) è netto e di tipo stratigrafico mentre superiormente i Metacalcari con selce passano in maniera graduale alle Metaradiolariti. In questo caso il tetto dei Metacalcari con selce è costituito da una fitta alternanza di livelli calcarei spessi pochi centimetri e selci chiare, spesse al massimo 1 mm.

In analogia con i Metacalcari con selce nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice, l'età di questa formazione risulta compresa tra Pliensbachiano ed il Toarciano (BOCCALETTI & SGUAZZONI, 1969). RAU & TONGIORGI (1974) ipotizzano che, vista l'assenza dei Calcesisti, il tetto della formazione possa comprendere gran parte del Giurassico medio (Giurassico medio).

Complessivamente i depositi dei Metacalcari con selce i possono essere interpretati come dovuti a correnti di torbida in ambiente pelagico molto vicino al limite di compensazione dei carbonati.

Pliensbachiano p.p. - Toarciano p.p.

1.4.8. - *Metaradiolariti (MDT)*

Le Metaradiolariti affiorano in maniera estremamente esigua in prossimità di Casa Focetta, sulle pendici più meridionali del M. Verruca.

Questa formazione è costituita da strati centimetrici e decimetrici di metaradiolariti di colore variabile dal bianco al verde o più generalmente rosso fegato,

caratterizzati da sottili intercalazioni metapelitiche.

In prossimità di Casa Focetta le Metaradiolariti raggiungono uno spessore massimo di 35 metri.

Le Metaradiolariti sono in contatto tettonico sia con la sottostante formazione dei Metacalcari con selce sia con i sovrastanti Scisti sericitici.

In assenza di fossili significativi l'età delle Metaradiolariti è stata attribuita generalmente al Giurassico medio-superiore in analogia con i Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

I depositi delle Metaradiolariti possono essere interpretati come il risultato di una sedimentazione in ambiente profondo al di sotto del limite di compensazione dei carbonati.

Bathoniano p.p. - Totoniano superiore p.p.

1.4.9. - *Scisti sericitici (SSR)*

Gli Scisti sericitici affiorano in maniera estremamente esigua in prossimità di C. Focetta, sulle pendici più meridionali del M. Verruca.

Questa formazione è costituita da filladi muscovitiche verdastre, più raramente rosso violacee o grigie a tessitura lepidoblastica con quarzo, mica bianca e clorite.

Gli Scisti sericitici raggiungono uno spessore massimo di 15-20 metri.

La formazione degli Scisti sericitici è in contatto tettonico con le sottostanti Metaradiolariti mentre, superiormente, è a contatto mediante una netta discordanza angolare con le breccie di Caprona (**BDC**).

La base degli Scisti sericitici è stata attribuita all'Aptiano in analogia con gli Scisti sericitici delle Alpi Apuane. Il limite superiore è attribuito all'Oligocene, sia sulla base di associazioni a microforaminiferi planctonici (Rotalipolidi, Globorotalidi, Hantkeninidi) trovati nell'area di Molina di Quosa (Unità tettonica di S. Maria del Giudice) (GIANNINI & NARDI, 1962), sia in analogia con gli Scisti Sericitici delle Alpi Apuane (ZACCAGNA, 1932; NARDI, 1963).

Tuttavia, visto lo spessore molto ridotto della formazione, è improbabile che questa ricopra tutto l'intervallo temporale attribuito in letteratura, come avviene invece nell'Unità di S. Maria del Giudice.

Come la formazione della Scaglia Toscana (STO), i depositi degli Scisti sericitici possono essere interpretati come il risultato della sedimentazione in ambiente di piana bacinale a profondità prossime a quella di compensazione dei carbonati.

?Aptiano p.p. - ?Chattiano p.p.

2. DEPOSITI QUATERNARI

I depositi quaternari del Foglio 273 Pisa che affiorano prevalentemente nelle aree di pianura sono quasi esclusivamente attribuibili all'Olocene mentre depositi di età compresa tra il Pleistocene inferiore e superiore affiorano sia nel settore orientale del Foglio, in corrispondenza dei rilievi delle Cerbaie, sia in sinistra di Arno ai bordi delle Colline Pisane e Livornesi.

Nella guida al rilevamento del progetto CARG è stato consigliato, per lo studio del quaternario continentale, in accordo con le indicazioni dell'International Sub-commission on Stratigraphic Classification (ISCC, SALVADOR, 1994), l'uso delle Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU, APAT, 1992). Le UBSU sono definite (ISCC) come corpi rocciosi delimitati alla base e al tetto da significative e dimostrabili superfici di discontinuità (*angular unconformity, disconformity, ecc.*), preferibilmente di estensione regionale o interregionale (SALVADOR, 1987). Inoltre, una UBSU può essere estesa solamente fino a dove sono chiaramente identificabili e quindi visibili le discontinuità che le delimitano (SALVADOR, 1987). Ai fini cartografici le UBSU sono risultate essere operativamente valide per il rilevamento delle Unità terrazzate (AUTIN, 1992; AMOROSI ET AL., 1996; BASSETTI & SARTI, 1997) essendo queste, per definizione, separate da superfici di inconformità.

L'utilizzo delle UBSU nel rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio 273 PISA, secondo l'accezione rigorosa, non è stato di facile adottabilità, sia per la bassa qualità e quantità degli affioramenti sia, più in generale, perché le discontinuità che separano diverse unità, non sempre sono chiaramente identificabili in affioramento, ma, ad esempio, possono essere tracciate sulla base di analisi più approfondite (di facies, biostratigrafiche, radiometriche, ecc.). Durante il rilevamento del foglio sono state usate le unità allostratigrafiche (UA) che sono risultate operativamente più efficaci per il rilevamento di rocce sedimentarie (SARTI & GUIDI, 2005), poiché hanno come requisito fondamentale la tracciabilità su base cartografica delle discontinuità che le delimitano, e possono, inoltre, avere un'estensione locale e non necessariamente regionale così come si deduce dalla definizione data nel 1983 dal North American Commission on Stratigraphic Nomenclature («*a mappable stratiform body of sedimentary rock defined and identified on the basis of its bounding discontinuities*»).

Inoltre nell'area del foglio in oggetto non sarebbe stato possibile, con i dati disponibili sintetizzati nella carta geologica, ricostruire per ciascuna potenziale UBSU, in modo sufficientemente documentato, l'evoluzione spazio temporale a scala di bacino in quanto in diversi casi il bacino deposizionale era molto più ampio di quello compreso nell'area del foglio stessa.

Nelle aree di pianura i dati provenienti dalla campagna di rilevamento sono stati integrati con circa 480 trivellate a mano (vedere Appendice 1), spinte fino alla

profondità di circa 2 m, che hanno permesso una migliore caratterizzazione delle litologie ed un maggiore controllo sull'andamento dei contatti tra i vari depositi. In queste aree i depositi cartografati corrispondono alla parte sommitale della sequenza olocenica e costituiscono, in termini stratigrafico-sequenziali, la porzione sommitale, tuttora in evoluzione, del sistema di stazionamento alto progradante (*high-stand system tract*) appartenente all'ultima sequenza tar-do-quadernaria. In questo ambito, i depositi cartografati sono riferibili a tre principali sistemi deposizionali: di pianura alluvionale, di pianura costiera e del-tizio-litorale.

I depositi di pianura alluvionale affiorano estesamente in tutta l'area del Foglio e sono costituiti da sedimenti fini di tracimazione e da depositi sabbioso-limosi di argine e registrano la dinamica recente del fiume Arno e, subordinatamente, del fiume Serchio. I depositi di pianura costiera e del-tizi litorali, invece, affiorano esclusivamente lungo il bordo occidentale del Foglio Pisa e sono costituiti da sistemi di cordone e da depositi palustri di retrocordone ad essi associati.

I depositi affioranti nelle aree pedecollinari e collinari si sono invece depositi in ambienti compresi tra il marino ed il continentale e sono stati raggruppati in 4 formazioni separate tra loro da superfici di *unconformity*.

2.1. - DEPOSITI DELTIZI, LITORALI E MARINI PLEISTOCENICI

2.1.1. - *Formazione di Ponte alla Navetta (NTA)*

Questi depositi affiorano esclusivamente nella zona di Ponte alla Navetta, poco a nord di Pontedera, e sono caratterizzati dalla presenza di due livelli conglomeratici, di spessore metrico con una discreta continuità laterale, ai quali si sovrappongono sabbie, limi e argille per uno spessore totale di circa 50 m. La formazione di Ponte alla Navetta corrisponde alle Unità allostratigrafiche (Ua) di Monteserampoli e di Monte Calvoli descritte da SARTI *et alii* (2008c). Tali Unità presentano caratteristiche deposizionali simili e sono separate tra di loro da una superficie di *unconformity*.

La sequenza di conglomerati, sabbie e limi riferibile alla Ua di Monteserampoli ha uno spessore di circa 15-20 m. La parte basale è costituita da conglomerati grossolani a base erosiva, contenenti lenti di sabbie. La granulometria dei conglomerati è compresa fra 1 e 10 centimetri circa, la tessitura è clasto-sostenuta con clasti ben classati a livelli, embriciati, e organizzati a costituire una stratificazione incrociata planare o concava. Questa sequenza basale è stata interpretata come deposta in un sistema fluviale tipo *braided* (SARTI *et alii*, 2008c). Litologicamente sono costituiti da arenarie e calcari della Falda Toscana, coerentemente con la direzione delle

paleocorrenti da nord-ovest a sud-est.

Verso l'alto il conglomerato passa a sabbie a stratificazione incrociata concava, organizzate in sequenze *fining upward*, che si canalizzano in argille grigio scuro, contenenti molluschi continentali (*Vivarius ampucellaus*, *Negulus villafranchianus*, *Gastrocopta dehmi* e *Leistyla gooschicki*) tipiche di stagni o piccoli laghi. Questa porzione di sequenza è stata attribuita a depositi di piana deltizia superiore, caratterizzata da aree di canale distributore e da aree interdistributrici.

La parte sommitale della sequenza di conglomerati, sabbie e limi riferibile alla Ua di Monteserampoli è invece caratterizzata da un'alternanza di sabbie, da fini a medie, argille limose, contenenti faune da salmastre (*Cerastoderma edule*) a eurialine (rotalidi), e da argille limose fortemente bioturbate ricche in materiale organico. Questa successione è stata interpretata come depostasi in una piana deltizia inferiore e risulta troncata al tetto, attraverso una superficie erosiva, da depositi conglomeratici di ambiente fluviale, appartenenti alla Ua di Monte Calvoli. Quest'ultima, spessa circa 30 m nei quali è registrata soltanto la porzione trasgressiva del ciclo deposizionale, presenta caratteristiche sedimentarie parzialmente simili a quelle descritte per l'Ua di Monteserampoli. La base è caratterizzata da corpi conglomeratici, con lenti di sabbia, e base erosiva (Fig. 6), interpretati come sistemi di canale tipo *braided*, che passano verso l'alto a depositi di piana deltizia superiore, caratterizzati da sabbie a stratificazione incrociata concava, organizzate in sequenze *fining upward* che si canalizzano in argille massive ricche in materiale organico con ostracodi (*Candona* spp., *Ilyocypris gibba*) e molluschi (*Valvata piscinalis*, *Lymanaea pregra*, *Bythinia* spp., *Planorbarius* sp.) dulcicolo-oligoalini.

La parte superiore infine è caratterizzata da depositi di piana deltizia inferiore, costituiti da sabbie bioturbate a stratificazione incrociata concava, alternate a livelli di limo e limo-argilloso contenenti faune salmastre (*Ammonia* spp., *Elphidium* spp., *Cyprideis torosa*, *Ostrea edulis*) e argille limose fortemente bioturbate ricche in materiale organico. Quest'ultime passano verso l'alto a depositi francamente marini costituiti da sabbie limose caratterizzate alla base da un livello bioclastico a *Cladocora caespitosa* e contenenti una ricca fauna litorale (rotalidi, *Aurila* spp., *Loxococonca* spp.). La porzione regressiva di questa unità non è preservata a causa dei processi erosionali avvenuti durante il Pleistocene medio, a cui è seguita la deposizione dei conglomerati delle Cerbaie.

L'inquadramento crono-stratigrafico della formazione di Ponte alla Navetta, data l'assenza di fossili di utilità biostratigrafica, è possibile solo sulla base di correlazioni stratigrafiche con formazioni di età nota. In questo senso la presenza di depositi francamente marini nella porzione stratigraficamente più alta (Ua di Monte Calvoli) della formazione di Ponte alla Navetta (NTA) è stata posta in relazione (SARTI *et alii*, 2008b) alla fase di massima ingressione marina del Pleistocene inferiore, corrispondente alla deposizione della formazione delle Sabbie ed Argille

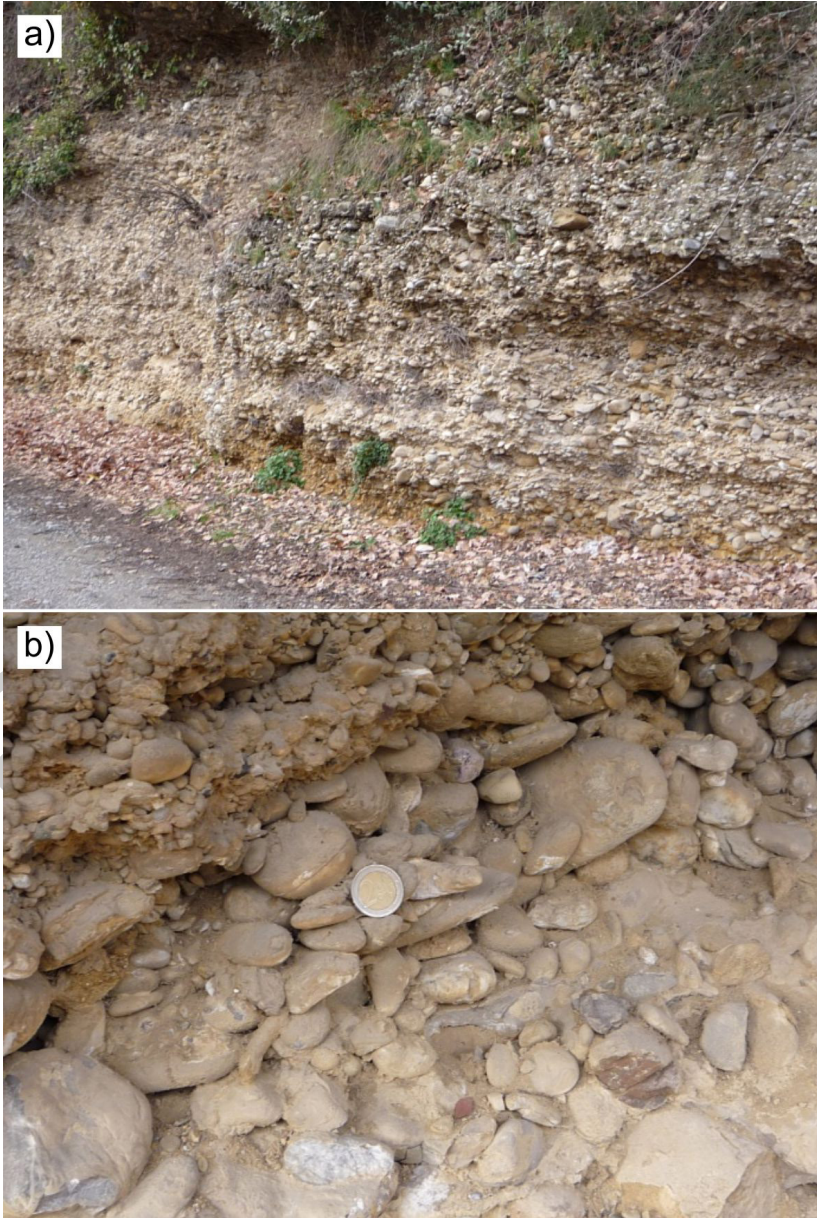


Fig. 6 - Conglomerati appartenenti alla formazione di Ponte alla Navetta (NTA): a) Stratificazione incrociata planare; b) Particolare dell'imbriciamento dei clasti e della tessitura clasto-sostenuta del deposito.

ad *Arctica islandica*. Questa formazione, affiora diffusamente poco ad est ed a sud del Foglio 273 Pisa, ed è separata dalla soprastante formazione delle Sabbie di Nugola Vecchia (NUG), da una superficie di *unconformity* (SARTI *et alii*, 2008d).

La parte alta della formazione di Ponte alla Navetta (NTA) è ascrivibile genericamente al Pleistocene inferiore. La sua parte basale (Ua di Monteserampoli in SARTI *et alii*, 2008a), separata da quella superiore da una superficie *unconformity*, è stata attribuita al Pliocene superiore. Anche in questo caso infatti, una ulteriore superficie di *unconformity* è stata riconosciuta (SARTI *et alii*, 2008d) all'interno della parte basale della formazione delle Sabbie ed Argille ad *Arctica Islandica*, la quale separa depositi fluviali (Sabbie e conglomerati di Val di Lama in SARTI *et alii*, 2008d) contenenti faune (*Anancus arvernensis*) del Pliocene superiore (ZANCHETTA & MAZZA, 1996) da depositi francamente marini (Sabbie ed Argille ad *Arctica Islandica* pp.). A rafforzare questa correlazione è la similitudine tra la composizione dei conglomerati affioranti nella parte basale della formazione di Ponte alla Navetta (NTA) e quelli appartenenti alla Ua delle Sabbie e conglomerati di Val di Lama.

Pliocene superiore? - Pleistocene inferiore p.p.

2.1.2. - Sabbie di Nugola Vecchia (NUG)

Questi depositi sono costituiti prevalentemente da sabbie da fini-medie a grossolane, bioturbate, di color giallo-ocra con stratificazione incrociata. Affiorano limitatamente a nord-est e sud-est di Ponsacco, rispettivamente presso le località di Val di Cava e Camugliano ed immergono con una inclinazione di circa 15° verso nord/nord-ovest. In alcuni casi sono stati osservati *mud clast* argillosi, ricchi in materiale organico e di dimensioni pluricentriche ed una stratificazione tipo *wavy bedding* o *flaser* (Fig. 7).

Come osservato nel paragrafo precedente le Sabbie di Nugola Vecchia (NUG) giacciono in discordanza sulle Sabbie ed Argille ad *Arctica islandica* che affiorano diffusamente poco ad est e a sud del Foglio 273 Pisa e che sono state correlate (SARTI *et alii*, 2008a) alla formazione di Ponte alla Navetta (NTA).

Nella porzione orientale delle Colline Pisane, poco ad est del Foglio Pisa, SARTI *et alii* (2008d) riconoscono all'interno di questa formazione, spesso circa 30-40 m, tre litofacies principali che mostrano tra loro rapporti di latero-verticalità e costituiscono un ciclo trasgressivo-regressivo. La litofacies stratigraficamente più bassa, e che mostra maggiori analogie con quella affiorante nel Foglio 273 Pisa, è costituita da argille limose e sabbie fini, caratterizzate da una stratificazione di tipo *flaser* o *wavy-bedding* a tratti obliterate dalla bioturbazione e contraddistinta da una associazione contenente foraminiferi bentonici (*Ammonia* spp., *Cibicides* spp., *Florilus*

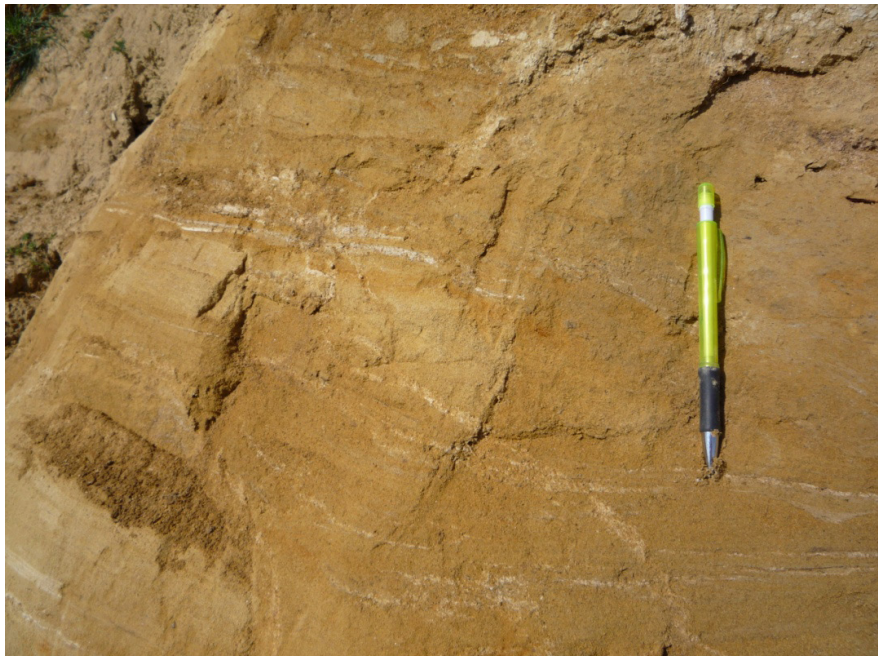


Fig. 7 - Sabbie di Nugola Vecchia in località Camugliano. Sabbie fini bioturbate con stratificazione flaser.

spp.) e ostracodi marini (*Aurila* spp., *Loxoconcha* spp.). Questa associazione, insieme alle caratteristiche sedimentologiche del deposito e alla presenza di foglie, è indicativa di un ambiente marino protetto, tipo baia.

Segue una litofacies, costituita da sabbie da medie a grossolane da gialle a marroni, caratterizzate da una stratificazione incrociata planare e dalla presenza diffusa di *Cerastoderma edulis* e *Clamys varia*. La presenza di *Cyprideis torosa* e di resti di *Testudo* sp. suggerisce un ambiente paralico, in connessione attiva con ambienti continentali. La litofacies stratigraficamente più alta è costituita da limi argillosi grigi, talvolta pedogenizzati, contenenti una ostracofauna dulcicolo-oligoalina (*Candona* spp., *Ilyocypris gibba*) ed opercoli di *Bythinia* e depostasi in un ambiente a bassa energia prevalentemente caratterizzato da processi di decantazione e soggetto a fasi temporanee di emersione. Questa litofacies affiora in modo discontinuo e mostra un contatto netto con le litofacies sottostanti, suggerendo un *break* nella sedimentazione e una disconformità, probabilmente di rango inferiore, all'interno della formazione delle Sabbie di Nugola Vecchia (NUG).

Sono state attribuite alla parte alta del Pleistocene inferiore (Bossio *et alii*, 1993).

Pleistocene inferiore p.p.

2.2. - DEPOSITI CONTINENTALI PLEISTOCENICI

2.2.1. - *Formazione delle Cerbaie* (BCE)

Questi depositi affiorano sui rilievi delle Cerbaie e formano una serie complessa di terrazzi. Sono correlabili ai conglomerati della formazione di Casa Poggio ai Lecci *auctorum* affiorante al margine delle Colline Pisane in sinistra di Arno (FEDERICI & MAZZANTI, 1988; TREVISAN *et alii*, 1971). Recentemente SARTI *et alii* (2005) restringono questa correlazione, sulla base del grado di alterazione dei clasti, della loro provenienza e delle caratteristiche tessiture del deposito, al Membro di Cava Erta, così come definito in ZANCHETTA *et alii* (1998) che per questo viene incluso all'interno della formazione.

Si tratta di conglomerati eterometrici di aspetto massivo, con clasti di dimensioni mediamente inferiori al decimetro, mal classati, con grado di arrotondamento variabile da angoloso a sub-arrotondato, sostenuti da una matrice sabbiosa di colore rosso e con un forte grado di alterazione pedogenetica. I clasti sono costituiti da quarziti bianche, rosa, violette e verdi, provenienti dal Monte Pisano oltre a calcari fortemente decarbonatati e diaspri. Localmente i conglomerati passano a livelli sabbiosi o limoso-argillosi di colore grigio, ad andamento lentiforme. Paleosuoli con plintite (Fig. 8) sono osservabili a più livelli stratigrafici. L'aspetto è generalmente caotico (Fig. 9 a), anche se in alcuni casi, soprattutto nelle porzioni stratigraficamente più alte, sono stati osservati episodi di canalizzazione con stratificazioni incrociate concave (Fig. 9 b). Presso le colline pisane e livornesi compaiono localmente, intercalate nel conglomerato dei livelli di sabbie rossastre medio-fini, generalmente massive o con accenni di stratificazione incrociata che, verso l'alto, possono sostituirlo completamente.

La formazione raggiunge uno spessore di circa 45 m.

Sono interpretabili come depositi fluviali ad alta energia, talvolta associati a processi di trasporto massivi, riconducibili ad un ambiente deposizionale di tipo *braided* (*gravel bed-load rivers* sensu ORTON & READING, 1993).

Contengono reperti litici riferibili al Musteriano e dunque al Pleistocene medio (MAZZANTI, 1983).

Pleistocene medio p.p.



Fig. 8 - Paleosuolo plintitico affiorante in località Quattrostrade di Bientina.

2.2.2.- Formazione di Casa Poggio ai Lecci Auctt. p.p. (QPL)

Questa formazione definita da BARSOTTI *et alii* (1974), affiora nel bordo orientale delle Colline Pisane e giace in evidente discordanza, attraverso superfici erosive, sulle sabbie di Nugola Vecchia (NUG). Più recentemente è stata suddivisa in due unità morfo-stratigrafiche terrazzate: il membro di Cava Erta, affiorante a quote comprese fra 40 e 70 m ed il membro di San Romano che affiora a quote fino a 30 m ed inferiori (ZANCHETTA *et alii*, 1998). Dati acquisiti durante il rilevamento hanno evidenziato come tra i due membri esista una discontinuità di ordine maggiore sia per l'entità del terrazzamento (in un dislivello di qualche decina di metri non si osservano episodi di terrazzamento intermedi) sia per un cambiamento netto nelle caratteristiche, tessiturali, composizionali, e deposizionali osservate nelle due litofacies conglomeratiche. Infatti, il conglomerato appartenente al membro di S. Romano, oltre ad essere prevalentemente clasto-sostenuto, contiene brecciole bioclastiche e calcari non metamorfici assenti nel conglomerato del membro di Cava



Fig. 9 - a) Conglomerato della formazione delle Cerbaie, presso Perignano; b) episodio di canalizzazione.

Erta, oltre ad un numero significativamente inferiore di diaspri quarziti e filladi. Inoltre nel membro di S. Romano è molto più sviluppata nei livelli stratigraficamente più alti una porzione sabbioso-limoso-argillosa.

In base queste considerazioni la formazione di Casa Poggio ai Lecci *auct.* perde la sua definizione originaria e viene ad essere costituita, nel presente lavoro, dal solo membro di S. Romano, spesso circa 15-20m, così come definito in ZANCHETTA *et alii* (1998) e viene ridefinita come formazione di Casa Poggio ai Lecci *Auct. p.p.* Di conseguenza il membro di Cava Erta (si veda il paragrafo precedente) è stato incluso nella formazione delle Cerbaie rispecchiandone in pieno le caratteristiche litologiche, composizionali e tessiturali.

Nella zona tipo (cava Campani, nei pressi di Marti) poco ad est del Foglio 273 Pisa la formazione di Casa Poggio ai Lecci *Auct. p.p.* (membro di S. Romano di ZANCHETTA *et alii*, (1998), è suddivisibile ulteriormente in due unità: 1) una inferiore, costituita da un conglomerato clasto-sostenuto, poligenico, con pedogenesi assente o scarsa, prevalentemente alimentato dai Monti Pisani, e 2) una superiore, costituita da limi, argille limose e sabbie contenenti resti di mammiferi e di molluschi.

ZANCHETTA *et alii* (1998) interpretano l'unità inferiore come deposta in ambiente di canale fluviale mentre la seconda come un deposito di pianura alluvionale e di riempimento di canale.

Nuovi dati in fase di acquisizione nella zona tipo di affioramento (cava Campani) suggeriscono la presenza di un'ulteriore discontinuità all'interno della formazione di Casa Poggio ai Lecci *Auct. p.p.* documentata da un brusco cambio di facies tra la porzione basale, interpretabile come un sistema fluviale *braided* a trasporto ciottoloso (*gravel bed-load rivers*) e la porzione superiore dove il trasporto diventa misto, al fondo e in sospensione (*mixed load-river*, MEROLA *et alii*, 2001). La qualità degli affioramenti e gli spessori ridotti non permettono però una suddivisione ed una restituzione cartografica adeguata di questa ulteriore discontinuità presente nella formazione.

Purtroppo la qualità degli affioramenti presenti nel Foglio 273 Pisa non permette di definire con eguale dettaglio l'ambiente di deposizione. Infatti nel Foglio 273 affiora, nel bordo sud-orientale, in modo discontinuo solo l'unità stratigraficamente più alta costituita da sabbie fini, limi giallo-rossastri con screziature arancioni ed argille massive grigio-azzurre, contenenti faune continentali, di ambiente fluviale (canale fluviale e pianura alluvionale).

Spesso si osservano concrezioni centimetriche di carbonato di calcio e piccoli noduli rossastri e neri di ossidi di ferro e manganese.

Sono frequenti, soprattutto nella parte stratigraficamente alta, i ritrovamenti di industrie del Paleolitico inferiore.

L'età della formazione è ben vincolata al Pleistocene medio nella zona di Mon-

topoli (poco ad est del limite del Foglio 273 Pisa) perché suturato da un livello di tufite (“Tufiti marnoso-sabbiose” affiorante da Montopoli fino a Collesalveti) datato a 0.59 ± 0.08 Ma (ARIAS *et alii*, 1980). Questo dato è coerente (ZANCHETTA *et alii*, 1998) anche con l’età del contenuto faunistico (presenza di mammalofauna tra cui *Dama clactoniana*). Datazioni più recenti (BIGAZZI *et alii*, 2000) indicano un’età di poco più giovane (0.46 ± 0.05 e 0.48 ± 0.05 Ma rispettivamente).

Pleistocene medio p.p.

2.2.3. - Detrito di falda (a₃)

Tali depositi sono descritti in molteplici lavori riguardanti i Monti Pisani come “sassaie”. Le “sassaie” sono colate di detrito mobile, con clasti angolosi che possono raggiungere le dimensioni di veri e propri blocchi (fino a oltre 150 cm) descritti in modo particolareggiato da RAU & TONGIORGI (1974), PAPPALARDO & PUTZOLU (1995) e CASAROSA & PAPPALARDO (2006). Affiorano prevalentemente nel settore sud-occidentale del Monte Pisano (Fig. 10), a quote comprese tra 800 e 400 m.

Dal punto di vista dell’organizzazione generale del deposito, i clasti di dimensione maggiore sono confinati nella porzione più superficiale della colata e sono caratterizzati dall’assenza di matrice interstiziale mentre, poco al di sotto della superficie, la granulometria tende a diminuire bruscamente e, contemporaneamente, ad aumentare la quantità di matrice interstiziale fine.

L’aspetto del deposito è generalmente caotico, anche se, dove prevalgono i clasti a forma tabulare, sono state osservate orientazioni parallele alla massima pendenza.

Sempre secondo RAU & TONGIORGI (1974) esiste una correlazione tra genesi delle “sassaie” e tipo di roccia affiorante. In particolare, le “sassaie” affiorano esclusivamente a valle di affioramenti quarzitici ed in particolare, del membro delle Quarziti Verdi (QMS₂) che tendono per loro natura a fratturarsi in blocchi angolosi e a fornire poco sedimento di alterazione.

La genesi di questi depositi è stata posta in relazione a fattori climatici ed in particolare ad una alternanza tra fasi fredde, che avrebbero favorito per escursione termica la fratturazione meccanica delle rocce, e fasi aride che avrebbero invece inibito i processi di alterazione, simili a quelle sviluppatasi nelle fasi cataglaciali post-würmiane, durante le quali i Monti Pisani si trovavano in condizioni periglaciali.

Pleistocene



Fig. 10 - *Detrito di falda poco a nord del paese di Agnano.*

2.2.4. - *Depositi alluvionali terrazzati (bn_b)*

Questi depositi sono costituiti da ghiaie e sabbie fluviali e di conoide. Le ghiaie sono da clasto a matrice sostenute, mal classate, con clasti di dimensione variabile dai 1 ad oltre 10 cm e riflettono litologicamente le aree limitrofe di alimentazione. Passano lateralmente e verso l'alto a sabbie da medie a fini, pedogenizzate, caratterizzate da un colore rosso mattone (Fig. 11).

La palese pedogenizzazione, la quota di affioramento e le evidenze di fasi successive di rimodellamento morfologico (reincisione) sono stati gli elementi guida per differenziarli dai depositi olocenici. Sono localizzati nel settore nord-occidentale del Foglio, nella zona compresa tra S. Maria del Giudice e San Lorenzo a Vaccoli e nella valle limitrofa di Vorno e nella valle del Bientina a nord della località Colle di Compito.

L'ambiente di deposizione è di tipo fluviale

Questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene ed in forma dubitativa al Plei-

stocene superiore.

In base agli elementi attualmente disponibili riteniamo di non potere escludere, come suggerito da MAZZANTI & RAU (1994) per il sistema di conoidi della zona di S. Lorenzo a Vaccoli, una loro attribuzione al Pleistocene medio.

Pleistocene medio



Fig. 11 - Sabbie rosse mattone pedogenizzate con sparse ghiaie presso S. Lorenzo a Vaccoli.

2.2.5. - Formazione di Vicarello (QVC)

I depositi della formazione di Vicarello (Sabbie e limi di Vicarello di DELLA ROCCA *et alii*, 1987; LAZZAROTTO *et alii*, 1990) affiorano nel settore sud-occidentale del Foglio 273 Pisa, dove sono facilmente individuabili perché morfologicamente in rilievo sulla pianura fino a dislivelli di qualche metro. Affiorano inoltre diffusamente su tutto il margine meridionale del Foglio ai piedi delle Colline Pi-

sane e Livornesi e molto importanti sono le implicazioni che il loro significato stratigrafico-deposizionale assume nell'interpretazione più generale della struttura tettonico-sedimentaria della pianura, dove erano state inizialmente denominati da FANCELLI *et alii* (1986) "Sabbie eoliche dell'Isola di Coltano". Solo successivamente (DELLA ROCCA *et alii*, 1987, LAZZAROTTO *et alii*, 1990) sono state accorpate alle Sabbie e limi di Vicarello (formazione di Vicarello delle presenti note).

Nella porzione pedecollinare si appoggiano prevalentemente su scarpate di erosione di depositi più antichi relativi alla formazione di Casa Poggio ai Lecci (QPL) e sono caratterizzate da sabbie e limi gialli, spessi fino a 40 m, ricchi in concrezioni carbonatiche, sterili dal punto di vista faunistico, ed interpretati come depositi fluviali di esondazione (LAZZAROTTO *et alii*, 1990).

La qualità degli affioramenti del Foglio 273 Pisa e la mancanza di dati attendibili di sottosuolo non permettono di precisare ulteriormente questa interpretazione.

Gli affioramenti del settore ovest del Foglio ("Sabbie eoliche dell'Isola di Coltano" di FANCELLI *et alii*, 1986) sono ubicati nell'area di pianura ed appaiono come corpi isolati in rilievo morfologico con caratteristiche stratigrafico-deposizionali tra loro in parte diverse.

Gli affioramenti più meridionali (zona di Coltano e di Castagnolo), situati in sinistra di Arno, caratterizzati da depositi limoso argillosi decarbonatati di colore giallo, costituiscono due superfici terrazzate, con bordi di scarpata fino a qualche metro (Fig. 12).



Fig. 12 - Formazione di Vicarello presso Coltano dove è visibile un bordo di scarpata.

Le caratteristiche litologiche e morfologiche mal si conciliano con l'interpretazione di depositi eolici suggerita a più riprese dai vari autori (FANCELLI *et alii*,

1986, LAZZAROTTO *et alii*, 1990, MARRONI *et alii*, 1990) e sembrano invece maggiormente compatibili con un ambiente deposizionale di tipo fluviale, analogamente a quanto suggerito per i depositi ad essi correlati che affiorano più a sud, nella porzione pedecollinare.

Considerazioni diverse invece (SARTI *et alii*, 2008a) devono essere fatte per l'affioramento più settentrionale ubicato in destra di Arno, in località Palazzetto (Fig. 13), attribuito da FANCELLI *et alii* (1986) alle “Sabbie eoliche di Coltano” che è invece caratterizzato da sabbie fini debolmente limose e decarbonatate, di colore nocciola e da evidenze di rimodellamento di tipo eolico, tra le quali, ben conservate, forme di *blow-out*. Da un punto di vista cartografico, i depositi affioranti in questa area mostrano una geometria concordante con i sistemi di cordoni olocenici (d)

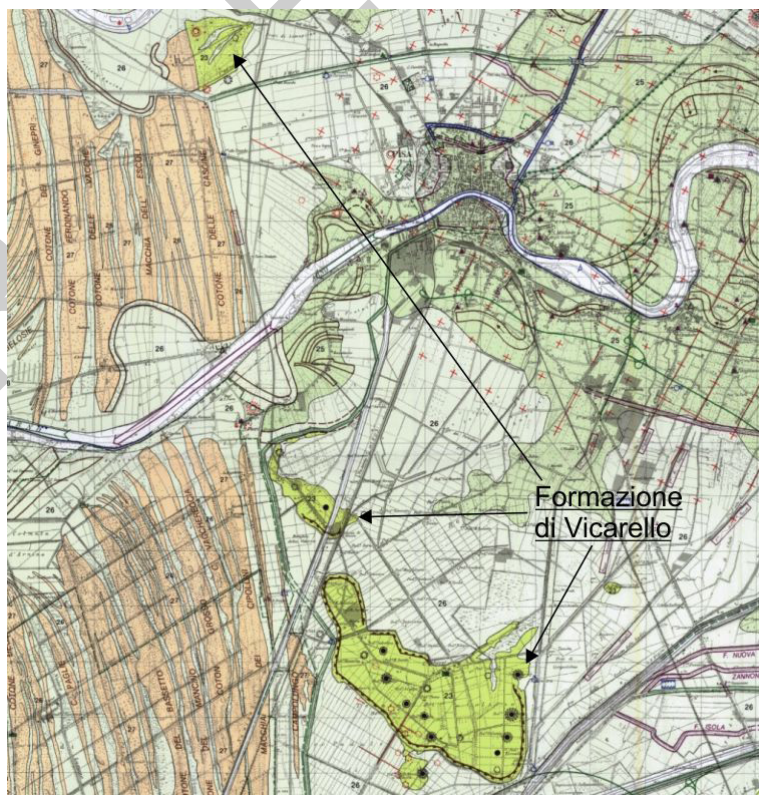


Fig. 13 - Ubicazione della formazione di Vicarello nella pianura di Pisa secondo i lavori precedenti (da CARRATORI *et alii*, 1994).

a differenza di quanto osservato per i due affioramenti posti più a sud, dove invece è evidente un andamento discordante (Fig. 13). Per questo motivo questi depositi sono stati separati dalla formazione di Vicarello ed accorpati ai depositi eolici (d).

Questa osservazione apre la questione circa l'inquadramento crono-stratigrafico di questi depositi attribuiti al Pleistocene superiore sia perché morfologicamente in rilievo rispetto ai depositi olocenici sia perché contenenti industrie musteriane (MENCHELLI, 1984, DANI, 1980). Secondo i vari autori (LAZZAROTTO *et alii*, 1990, FANCELLI *et alii*, 1986, DELLA ROCCA *et alii*, 1987) l'età può essere ulteriormente precisata sulla base dell'interpretazione dei dati di sottosuolo che indicherebbe la sovrapposizione di questi depositi sui "Limi fluvio-palustri di sottosuolo" (si veda il capitolo sulla geologia sottosuolo) che a loro volta sormontano i "Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina" (FANCELLI *et alii*, 1986).

I conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina correlati e rappresentati attraverso una carta delle isobate della loro base (FANCELLI *et alii*, 1986) estesa all'intera pianura, si trovano a profondità variabili da 20 m ad oltre 200 m rispetto al piano di campagna e sono stati attribuiti all'anaglaciatale del Würm II. Su questa base la formazione di Vicarello rappresenterebbe la fase tardiva cataglaciatale dello stesso Würm II e corrisponderebbero, considerato che il ritrovamento di reperti musteriani implica un'età più antica dei 40.000 anni circa, all'OIS3 (BOSCHIAN *et alii*, 2006).

Al di là delle attribuzioni di età, AGUZZI *et alii* (2005) hanno fortemente contestato questo quadro stratigrafico, evidenziando come il dato di riferimento stratigrafico, e cioè i Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina e la loro distribuzione nel sottosuolo, sia il frutto di una correlazione esclusivamente litologica tra conglomerati di età diversa (si veda il capitolo 8 riguardante la geologia di sottosuolo) e, dunque, come il presupposto per una loro solida collocazione stratigrafica venga a mancare.

In sintesi, le considerazioni che attualmente possono essere fatte sono le seguenti:

1) la porzione della formazione di Vicarello (QVC) affiorante nella zona pedecollinare è di età pre-olocenica considerato che su queste poggiano in *onlap* i depositi olocenici. La formazione di Vicarello (QVC) è inoltre, sicuramente più recente della deposizione della Formazione di Casa Poggio ai Lecci (e dunque del Pleistocene medio) e più vecchia dei 40.000 anni circa, perché contenente reperti musteriani. Sembra dunque plausibile una sua attribuzione al Pleistocene superiore;

2) più complicata l'attribuzione di età e la collocazione stratigrafica dei corpi che affiorano isolati all'interno della pianura anche per le implicazioni a carattere più generale che avrebbero sul modello di evoluzione stratigrafico-deposizionale della pianura stessa. I dati archeologici indicano un'età maggiore di 40.000 anni

per gli affioramenti di Coltano e di Castagnolo, posti in sinistra di Arno. Una loro attribuzione all'OIS3 (parte alta del Pleistocene superiore) sembra, però, alquanto improbabile. Questi depositi si trovano all'interno della pianura ed isolati dall'area pedecollinare livornese-pisana da uno svincolo tettonico di ordine maggiore conosciuto in letteratura come linea del Sillaro (BORTOLOTTI, 1966) o Meloria-Bientina (CANTINI *et alii*, 2000) che prosegue a mare bordando le secche della Meloria. Questo svincolo divide (si veda il capitolo di geologia del sottosuolo) un'area in debole *uplift* (Monti Livornesi) dall'area subsidente di pianura che costituisce la parte meridionale del bacino estensionale di Viareggio (MARIANI & PRATO, 1988, PASCUCCI 2005). Sulla base di dati di letteratura (BARD *et alii*, 1990, LUDWIG *et alii*, 1996, WAELBROECH *et alii*, 2002, SIDDAL *et alii*, 2003, LAMBECK *et alii*, 2004, FERRANTI *et alii*, 2006) è ormai accettato che durante l'OIS 3 il livello del mare fosse più basso di circa 70 metri rispetto all'attuale. La linea di costa, dunque, doveva trovarsi a quel momento, considerando il basso gradiente topografico delle coste pisane-livornesi, diverse decine di Km spostata verso mare. Anche in base a questa sola considerazione e non tenendo conto di dati sedimentologici, risulta assolutamente infondata e contraddittoria l'interpretazione di depositi eolici elevati di alcuni metri sulla pianura attuale ma depositisi durante una fase nella quale la linea di riva, e dunque il sistema costa-duna, era spostato verso mare di decine di Km rispetto alla posizione attuale. La contraddizione non è però nemmeno risolta dal dato di facies che indica un'origine fluviale per questi depositi. Anche in questo caso risulta difficile pensare ad una aggradazione fluviale di entità tale da costituire corpi così elevati topograficamente tanto da determinare un appoggio in *onlap* da parte dei depositi di esondazione dell'Arno e del Serchio attuali. Per chiarire ulteriormente il paradosso, si avrebbero avute due fasi di sedimentazione fluviale dove i depositi di quella relativa ad un livello di base più basso di 70 m rispetto all'attuale (OIS3) affiorano in rilievo morfologico su i sedimenti fluviali recenti e attuali depositisi in un *trend* aggradazionale-progradazionale durante la fase di stazionamento alto del livello del mare. La contraddizione potrebbe essere risolta se la formazione di Vicarello che affiora a Coltano e Castagnolo non fosse svincolata dal sistema pedecollinare (in debole *uplift*), dove, peraltro, la stessa formazione affiora ai margini, e dunque la loro morfologia attuale fosse dovuta semplicemente a fenomeni erosivi legati all'ultima fase glaciale. Ciò d'altra parte implicherebbe che la posizione dello svincolo tettonico tra aree in debole *uplift* (Colline Pisane e Livornesi) e aree subsidenti (Pianura di Pisa, ovvero settore meridionale del bacino di Viareggio) dovrebbe trovarsi eventualmente a nord di questi depositi e ciò ovviamente implicherebbe una revisione drastica della struttura tettono-sedimentaria della pianura, e quindi del settore meridionale del bacino di Viareggio, attualmente accettata;

3) diverso è invece il caso dei depositi in destra d'Arno, che affiorano al Palaz-

zetto (Fig. 13), e che su base litologico-sedimentaria, cartografica e morfologica sono verosimilmente attribuibili all'Olocene (SARTI *et alii*, 2008a), ossia alle fasi iniziali del *trend* di progradazione e di costruzione della pianura attuale. In queste località, peraltro, non sono stati mai segnalati manufatti musteriani. I ritrovamenti più antichi risalgono all'Eneolitico (CARRATORI *et alii*, 1994) e sono dunque riferibili a circa 3.500 anni fa, età compatibile con questa ipotesi e con l'età dei più antichi sistemi dunari (d).

Pleistocene superiore

2.3. - DEPOSITI OLOCENICI

2.3.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* (**bn_a**)

I depositi sono costituiti da ghiaie, sabbie e limi sia fluviali che di conoide.

Le sabbie, le sabbie limose e i limi sabbiosi, sono massivi, di colore nocciola e debolmente pedogenizzati ed organizzati in piccole sequenze *fining-upward*. Questi depositi sabbioso-limosi sono diffusi nelle porzioni distali dei sistemi di conoidi reincisi che si sviluppano nella valle del Bientina al bordo del Monte Pisano, da Castelvechio di Compito verso nord. Un terrazzo di origine fluviale è osservabile sempre nella valle del Bientina, tra le località Cascine e Vicopisano. Talora, all'interno di questi depositi, sono stati osservati ciottoli sparsi di piccole dimensioni (centimetrici). Localmente affiorano le porzioni prossimali dei conoidi reincisi costituite da ghiaie da clasto a matrice sostenute, con clasti di dimensione variabile da 1 ad oltre 10 cm, che riflettono composizionalmente le aree limitrofe di alimentazione. In alcuni casi sono ben organizzate con evidente embriamento dei clasti (Fig. 14). Verso l'alto passano generalmente a sabbie, da medie a fini, pedogenizzate.

Le ghiaie e sabbie terrazzate a prevalente opera dei torrenti che dal Monte Pisano, reincidono i sistemi di conoide che si sviluppano lungo il margine occidentale della valle del Bientina al bordo del Monte Pisano.

Si tratta di ghiaie eterometriche di dimensione variabile da 1 ad oltre 10 cm, generalmente mal classate, scarsamente pedogenizzate, e che riflettono composizionalmente la derivazione dalle aree limitrofe di alimentazione. In alcuni casi, localmente, i depositi assumono un aspetto maggiormente organizzato con chiare evidenze di processi trattivi evidenziati dall'embriamento dei clasti (Fig. 14). La forte antropizzazione di queste aree rende difficile un'acquisizione di dati più dettagliata, ma la presenza di una morfologia composita ed articolata non permette di escludere, in accordo con MAZZANTI & RAU (1994), una loro attribuzione al



Fig. 14 - Incisione di conoide presso Compito. In evidenza l'embriamento dei clasti.

Pleistocene superiore.

Lembi di terrazzi fluviali, dello spessore di circa 1,50 m, sono osservabili lungo il Torrente Zambra. Ambiente fluviale e di conoide.

Olocene

2.3.2. - Depositi alluvionali (b)

Si tratta di ghiaie, sabbie, limi ed argille di canale fluviale, pianura alluvionale e conoide.

Depositi di piana inondabile.

I limi e i limi argillosi e le argille e argille limose si presentano di colore marrone e contengono talvolta dei resti vegetali che in questo caso apportano al sedimento screziature più scure (Fig. 15). Quando presenti, gli ossidi di ferro e manganese danno al sedimento una colorazione gialla-ocracea. L'intensa bioturbazione ed i



Fig. 15 - Vista dai Monti di Asciano dei depositi di piana inondabile.

processi di pedogenesi hanno obliterato le strutture sedimentarie originarie, conferendo al deposito un aspetto massivo. Costituiscono depositi di piana inondabile, e registrano le varie fasi di esondazione del reticolo fluviale. Affiorano in posizioni relativamente distanti dai corsi di acqua ed, in funzione della distanza dalle aree di canale, presentano gradi diversi di alterazione pedogenetica.

Depositi di argine e di ventaglio di rotta.

Limi di colore marrone prevalenti, con intercalazioni da centimetriche a decimetriche di sabbie, da fini a medie, di colore nocciola. Le intercalazioni hanno prevalentemente base netta e in alcuni casi debolmente erosiva. Dal punto di vista deposizionale riflettono l'alternanza tra processi trattivi e di decantazione. Sono il prodotto delle fasi di esondazione dell'Arno o di corsi di acqua minori e costituiscono depositi di argine più o meno distale e/o ventagli di rotta (*crevasse splay*) di limitata estensione. In questo ultimo caso la percentuale di sabbia è maggiore e, nel complesso, si osservano piccole sequenze *coarsening-upwards*. In funzione della posizione rispetto alle aree di canale varia il grado di reazione del sedimento all'acido cloridrico evidenziando la diversa entità della decarbonatazione e dunque di pedogenesi. Da un punto di vista morfologico sono aree debolmente rilevate.

Depositi di aree di tracimazione intravalliva e di conoide distale.

Sabbie da fini a medie con intercalazioni di limi e limi sabbiosi di colore variabile dal giallo al marrone con vario grado di pedogenesi affioranti prevalentemente nelle porzioni intravallive delle aree pedecollinari, legate ai processi di esondazione del sistema dei reticoli fluviali minori, oppure nelle aree distali di conoidi alluvionali. Nel margine sud-occidentale del foglio, sono caratterizzate dalla presenza diffusa di concrezioni calcaree che non hanno però, per questi depositi, significato pedogenetico. Affiorano, infatti, in corrispondenza del reticolo fluviale che drena la formazione di Vicarello, e nel loro processo erosivo ne riflettono pienamente le caratteristiche tessiturali e pedogenetiche.

Depositi prevalentemente di conoide o di aree di tracimazione intravalliva.

Ghiaie mal classate con clasti di dimensioni variabili da pochi millimetri a qualche centimetro da arrotondati ad angolosi in matrice sabbiosa. Affiorano nella zona delle Cerbaie in corrispondenza del Rio Nero e sono costituite da ciottoli provenienti dalla formazione delle Cerbaie (**BCE**), di dimensioni variabili da pochi millimetri a 5-6 centimetri, mal classati da arrotondati ad angolosi, di forma da appiattita a sub-sferica, dispersi in una matrice costituita da sabbia limosa e da limo sabbioso giallastri. Affiorano anche sul bordo occidentale delle Cerbaie e nel settore meridionale del Monte Pisano nella zona di Calci e sono, in questo caso, collegate ai processi deposizionali di piccole conoidi per le quali non è possibile escludere un'età pleistocenica superiore. In questo caso sono costituite da ghiaie mal classate normalmente disperse in abbondante matrice sabbiosa, localmente clasto-sostenute e riflettono composizionalmente le aree alimentazioni limitrofe (Fig. 16).

Olocene

2.3.3. - *Depositi eolici (d)*

Questi depositi affiorano lungo una fascia orientata nord-sud, e separano la pianura di Pisa dal mare. Costituite da sabbie da medie a fini ben classate, di colore da marrone a grigio chiaro, organizzate in una serie di cordoni litorali lateralmente continui, registrano le varie fasi di progradazione del fiume Arno. Analisi granulometriche (SARTI *et alii*, 2008b) hanno evidenziato che le popolazioni granulometriche sono comprese tra il limite inferiore delle sabbie medie e le sabbie fini e comprendono anche i depositi affioranti in località Palazzetto precedentemente attribuiti alle Sabbie e limi di Vicarello (DELLA ROCCA *et alii*, 1987) Si veda a tale proposito la discussione relativa al paragrafo della formazione di Vicarello. L'originaria morfologia (*stoss-side*, cresta di duna e *lee-side*) è spesso obliterata a causa dell'attività agricola che ha determinato un livellamento topografico. Laddove que-



Fig. 16 - Depositi di conoide presso Agnano.

sto non è avvenuto i cordoni raggiungono mediamente quote tra 3.5-4 m sul livello del mare. Il cordone più orientale affiorante all'incirca all'altezza di San Piero a Grado, è stato attribuito, su base archeologica, al II-I sec. a.C. (CARRATORI *et alii*, 1994). Recentemente SARTI *et alii* (2008c) hanno caratterizzato i sistemi di cordoni su base morfo-sedimentaria distinguendo, da mare verso terra, dune embrionali, frontali, semimobili e stabilizzate.

Nel Foglio 273 Pisa affiorano esclusivamente le dune stabilizzate.

Nelle zone depresse comprese tra due cordoni successivi si sviluppano, parallelamente ad essi, dei depositi di intercordone. Le analisi granulometriche di questi depositi (SARTI *et alii*, 2008a, b) dimostrano che non esistono sostanziali differenze rispetto ai depositi di cordone e ricadono anch'essi all'interno delle sabbie medie (limite inferiore) - sabbie fini e per questo non sono stati distinti cartograficamente.

Nell'area costiera adiacente a quella compresa all'interno del Foglio 273 Pisa talvolta sono presenti depositi a granulometria più fine attribuibili, però, a depositi più recenti di esondazione dei fiumi Arno e Serchio (SARTI *et alii*, 2008a, c). Le zone interdunari costituiscono, infatti, delle trappole morfologiche che durante

i periodi di piena vengono invase da acqua e sedimento. Attraverso trivellate a mano è stata evidenziata la geometria cuneiforme di questi depositi, caratterizzati da uno spessore massimo (circa 50 cm) nelle zone limitrofe all'argine dell'Arno in diminuzione fino ad azzerarsi dopo poche centinaia di metri (SARTI *et alii*, 2008a) allontanandosi dall'argine stesso. Questi dati sono in forte disaccordo con le precedenti interpretazioni, proposte a più riprese (si veda DELL'ANTONIA & MAZZANTI, 2001 *cum biblio*), secondo le quali tali aree erano associate a depositi fini prevalentemente limosi (lame) e la cui genesi presupponeva che il cordone destinato a divenire poi duna frontale non fosse altro che una barra deltizia sommersa, in accrescimento e progressiva emersione (cotone), che veniva in tal modo ad isolare una zona di retrolaguna alle spalle (lama) che rimaneva compresa tra la precedente linea di riva e la barra emersa. Tale genesi non è confortata né da dati morfologici né tessiturali né da dati biologici. Infatti, è stato osservato che laddove esista un livello di depositi limoso-argillosi questo è confinato ad aree ristrette della porzione interdunare ed è sempre espresso da spessori molto modesti (quasi sempre inferiori ai 30-40 cm), al di sotto dei quali si ritrova sabbia con le medesime caratteristiche tessiturali della duna. Secondo SARTI *et alii* (2008b), la loro genesi è strettamente collegata ad un modello di avanzamento classico di una *strand plain*. Il processo può essere spiegato in modo semplice partendo dalla formazione di una duna embrionale che avviene quando, durante una fase di mareggiata, tutto il sistema battigia-berma-*backshore* migra verso terra. Si forma, così, una berma di tempesta che, esaurito l'evento di mareggiata, costituisce nel *backshore* un ostacolo dove la sabbia può iniziare ad accumularsi, dando luogo, in tal modo, alla formazione di una duna embrionale. Nel caso in cui il tasso di apporto sedimentario ecceda la capacità di ridistribuzione del sedimento stesso (linea di costa con tendenza all'avanzamento), la duna embrionale tende progressivamente a stabilizzarsi con scarse probabilità di rielaborazione da parte di mareggiate successive, anche in conseguenza dell'effetto colonizzatore da parte della vegetazione. In tal modo, la duna embrionale tende da una parte ad accrescersi progressivamente e contemporaneamente a sottrarre sedimento alla duna frontale retrostante. L'area interdunare compresa fra queste non costituisce quindi altro che la rielaborazione morfologica di una zona di *backshore* che separava, nella fase precedente, il piede della duna frontale da quello della prospiciente duna embrionale. Tale processo, in caso di linea di costa in avanzamento, si ripete nel tempo generando un sistema di cordoni saldati tra loro, come quello attualmente affiorante nel tratto di costa compreso fra Livorno e Viareggio.

Olocene

2.3.4. - *Depositi lacustri* (e_2)

Si tratta di argille e limi argillosi grigio nocciola massivi con sporadici livelli centimetrici di limi sabbiosi e saltuaria presenza di frustoli carboniosi.

Questi depositi passano in modo transizionale ai depositi palustri (e_3) attraverso un progressivo aumento del residuo vegetale che conferisce al sedimento un colore gradualmente più scuro.

Corrispondono all'area di formazione del lago di Sesto o di Bientina (Fig. 17), bonificato per prosciugamento nel XVII secolo (FEDERICI, 1987). La sua formazione recente è collegata alla presenza di un ramo del Serchio che, percorrendo la valle del Bientina, si immetteva nell'Arno all'incirca all'altezza di Calcinaia. La costruzione naturale da parte del fiume Arno di argini, nel tempo progressivamente più alti, ne ostacolò prima il deflusso e successivamente ne impedì la confluenza.

Sulla base di fonti storiche (BERNARDI *et alii*, 1980) l'area occupata dal lago (circa 30 Kmq) era costituita da due porzioni, una corrispondente all'area lacustre in senso stretto (Chiara) e l'altra a zone palustri limitrofe (Padule). La prima era

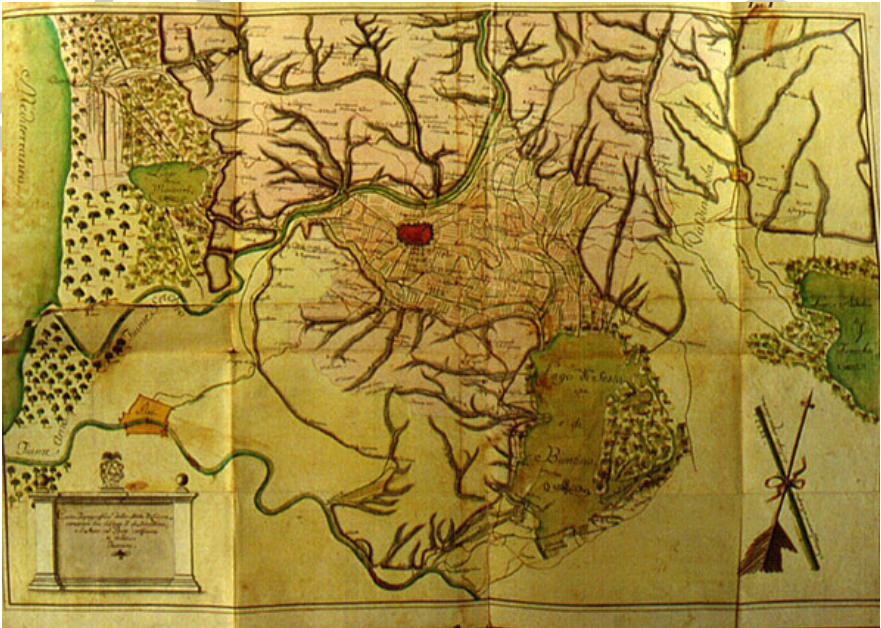


Fig. 17 - *Mappa del XVIII sec. del lago di Bientina.*
(Da http://www.provincia.lucca.it/unesco/cartografia_cennistorici.asp).

caratterizzata da acque relativamente profonde con abbondante ittiofauna e dall'assenza di vegetazione, mentre la seconda da acque molto basse che nel periodo estivo potevano prosciugarsi, ricche di piante acquatiche.

Olocene

2.3.5. - *Depositi palustri (e₃)*

Si tratta di argille e argille limose nere ricche in materiale organico vegetale, torbe e limi.

Questi depositi affiorano in aree depresse, limitate arealmente quasi esclusivamente al settore Ovest del Foglio 273 nelle zone bonificate, a partire dal XIII secolo, di Coltano, di Stagno e nella zone che bordano la valle del Bientina (REDI, 1981; DELLA ROCCA *et alii*, 1987; FEDERICI, 1987). In quest'ultimo caso sono in contatto transizionale con i depositi lacustri.

Sono costituiti da argille ricche in materiale organico che conferisce al sedimento un colore nero o grigio scuro e da veri e propri orizzonti di torbe a cui possono associarsi limi. Costituiscono la registrazione deposizionale di aree palustri attualmente asciutte e solo eccezionalmente, in relazioni ad eventi meteorici consistenti, di nuovo sommerse per brevi periodi (Fig. 18). Sebbene in alcune aree (ad esempio in buona parte della zona di Bientina) la bonifica sia avvenuta per prosciugamento, in altre si è proceduto attraverso le colmate. Tuttavia l'impossibilità di distinguere sul terreno i sedimenti derivanti da questa tecnica di bonifica ha reso impraticabile una loro suddivisione cartografica come depositi antropici e sono stati per questo accorpati ai depositi palustri (e₃).

Olocene

2.3.6. - *Depositi di versante (a)*

I depositi di versante sono accumuli prevalentemente caotici, eterometrici ed eterogenei di blocchi litoidi, angolosi che composizionalmente riflettono le aree di affioramento limitrofe, talvolta con accenni di stratificazione, in abbondante matrice sabbiosa o sabbioso limosa. Comprendono depositi di copertura, la cui genesi non è riconducibile a movimenti gravitativi.

Il loro minore o maggiore sviluppo è collegato al grado di alterabilità del substrato. Sono diffusi lungo i versanti del settore orientale del Monte Pisano e derivano dalla disgregazione delle Quarziti di Monte Serra e, più abbondantemente, dalla formazione della Verruca ed in particolare dai membri degli Scisti Violetti (VEU₂) e delle Anageniti minute (VEU₃). Una particolarità riguarda, come evidenziato in



Fig. 18 - Valle del Bientina dopo piogge abbondanti.

RAU & TONGIORGI (1974), i depositi di versante relativi alle aree di affioramento dei membri delle Quarziti bianco-rosa e delle Quarziti viola zonate. In questo caso il maggior grado di resistenza all'alterazione di queste rocce, da parte degli agenti atmosferici, determina lo scivolamento di interi blocchi di dimensioni anche metriche lungo i versanti simulando, laddove parzialmente sepolti da detrito più fine, affioramenti di roccia in posto.

Olocene

2.3.7. - Depositi di frana (a₁)

Questi depositi sono mal classati, disorganizzati e costituiti da blocchi litoidi angolosi di dimensione variabile dai pochi centimetri ad oltre il metro che riflettono la composizione delle aree di affioramento limitrofe con abbondante matrice limoso-argillosa.

Sono sviluppati quasi esclusivamente nei depositi del Monte Pisano ed, in particolare, all'interno della formazione della Verruca (VEU).

Non mostrano evidenze di evoluzione attuale.

Olocene

2.3.8. - *Depositi antropici (h)*

Depositi di riporto a granulometria variabile utilizzati per la costruzione di argini di canali artificiali, come ad esempio nel settore sud-orientale per il ripristino di cave del bordo meridionale del Monte Pisano, e di sopraelevati di strade ed autostrade. Questi depositi sono stati cartografati laddove il loro spessore presenta una certa rilevanza e sono molto estesi lungo il corso dello Scolmatore dell'Arno, in quanto i materiali scavati per la realizzazione di tale canale sono stati ridistribuiti lungo il suo percorso per la costruzione degli argini.

Olocene

2.3.9. - *Discariche (h₁)*

Discariche di rifiuti solidi urbani e per inerti sono localizzati nella zona di Ospedaletto poco a sud della città di Pisa in destra di Arno, presso Navacchio e nella zona industriale di Gello di Lavaiano lungo lo Scolmatore dell'Arno, in prossimità dei relativi impianti di smaltimento.

Olocene

PROGETTO

CARG

V - TETTONICA

La struttura principale dei Monti Pisani e dei Monti d'Oltre Serchio è il risultato della prolungata interazione tra i margini continentali della placca Adria e del blocco Sardo-Corso. A seguito della chiusura dell'oceano Ligure - Piemontese la deformazione ha interessato il margine continentale della placca Adria portando all'individuazione delle diverse unità tettoniche e all'attuale strutturazione della catena. Da est verso ovest e dal basso verso l'alto sono state distinte l'unità tettonica del Monte Serra, quella di S. Maria del Giudice e l'unità tettonica della Falda Toscana (Figg. 2 e 19).

Queste unità tettoniche sono separate da sovrascorrimenti caratterizzati prevalentemente da movimenti verso est (Fig. 19) e sono caratterizzate da una tettonica polifasata con tre principali sistemi di piegamento (D1, D2 e D3) che mostrano una variazione sistematica delle orientazioni muovendosi da est verso ovest (CAROSI *et alii*, 1997).

Dopo la fase di collisione continentale e di ispessimento crostale (fase D1), le unità tettoniche sono state interessate da una fase plicativa documentata quasi esclusivamente a scala cartografica (fase D2). Le strutture prodotte sono state successivamente deformate durante una fase di sollevamento sviluppata in un regime coassiale estensionale (fase D3). Secondo CAROSI *et alii* (1997) questa fase è il risultato dell'estensione a cui l'Unità tettonica di Massa s.l. (Unità tettonica del Monte Serra e Unità tettonica di S. Maria del Giudice nell'area dei Monti Pi-

sani) interposta tra la sovrastante Unità tettonica della Falda Toscana e il sottostante complesso metamorfico delle Alpi Apuane, è stata sottoposta durante le fasi post-collisionali della catena.

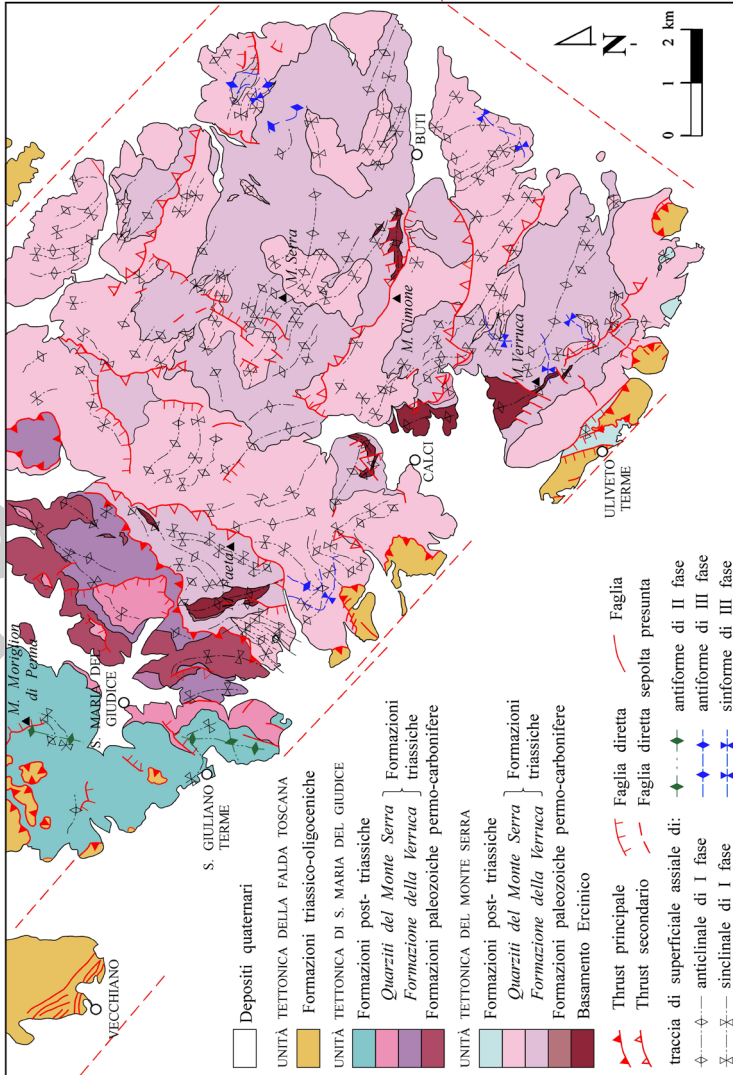


Fig. 19 - Stralcio dello schema tettonico del Foglio 273 Pisa.

1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Nel Foglio Pisa l'Unità tettonica della Falda Toscana è rappresentata principalmente dalle formazioni Triassico-Giurassico inferiore *pre-rifting* del Calccare cavernoso (CCA), dei Calcari a *Rhaeticavicula contorta* (RET) e del Calccare Massiccio (MAS) affioranti nei Monti d'Oltre Serchio e in piccoli lembi sui versanti meridionali dei Monti Pisani (Caprona, Uliveto Terme, S. Giovanni alla Vena). La forte competenza di questi litotipi e gli esigui affioramenti dei termini meno competenti della successione non permettono di riconoscere tutte le fasi deformative documentate nelle successioni metamorfiche delle sottostanti unità tettoniche.

Il principale elemento strutturale prodotto durante la prima fase deformativa è rappresentato dalla foliazione S1, particolarmente evidente solo nei litotipi meno competenti. La foliazione S1 è debolmente inclinata o parallela alla stratificazione S0 e mostra un'orientazione principale circa N130-N050E con inclinazioni variabili generalmente verso sud-ovest. Solo raramente sono state documentate pieghe F1. Generalmente hanno dimensioni metriche, piani assiali debolmente immergenti verso nord-est e direzioni assiali circa nord-ovest/sud-est. E' durante questa fase deformativa che l'Unità tettonica della Falda Toscana è sovrascorsa sopra le Unità tettoniche di S. Maria del Giudice e del Monte Serra. Purtroppo non sono stati documentati chiari indicatori cinematici. Strutture S-C' con movimento del *top* verso nord-est, affiorano al di fuori del Foglio Pisa nell'area di Rupe Cava (Foglio 261 Lucca).

La fase deformativa D2 non produce strutture particolarmente significative. E' stato possibile tuttavia riconoscere due sistemi di piegamento (F2a e F2b) coevi, analoghi a quelle documentate nelle successioni prevalentemente calcaree nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice. I due sistemi di piegamento sono caratterizzati da piani assiali sub-verticali e fra loro ortogonali che producono un'interferenza a duomi e bacini. Analisi strutturali effettuate nell'Unità tettonica della Falda Toscana sui Monti d'Oltre Serchio, poco al di fuori del Foglio 273, descrivono orientazioni degli assi di N140E con immersioni di 5-15° sia verso est sia verso ovest per il sistema di piegamento D2a mentre orientazioni principali di N085E con immersioni di 20 - 25° generalmente verso sud-ovest per il sistema di piegamento D2b. Localmente nei litotipi più pelitici si sviluppa un clivaggio spaziato S2 parallelo ai piani assiali delle pieghe F2.

La fase deformativa D3, ben documentata nelle unità metamorfiche di S. Maria del Giudice e del Monte Serra, è stata riconosciuta solo occasionalmente. Esclusivamente nelle formazioni pelitico-argillose, infatti, sono state documentate pieghe F3 con piani assiali sub orizzontali.

2. - UNITÀ TETTONICA DI S. MARIA DEL GIUDICE

L'Unità tettonica di S. Maria del Giudice affiora sui versanti occidentali dei Monti Pisani. In particolare le successioni permo-triassiche affiorano sui versanti orientali della Valle del Guappero mentre quelle prevalentemente carbonatiche mesozoico-terziarie affiorano sui versanti occidentali della stessa valle (Fig. 19).

2.1. - FASE DEFORMATIVA D1

Nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice le strutture associate alla fase D1 sviluppate nella successione Paleozoico - triassica si differenziano da quelle presenti nell'Unità tettonica del Monte Serra solo per quanto riguarda l'orientazione (Figg. 20 e 21). Per evitare inutili ripetizioni quindi, in questo paragrafo verranno descritti solo le principali strutture cartografiche associate a questa fase e l'orientazione principale dei differenti elementi strutturali.

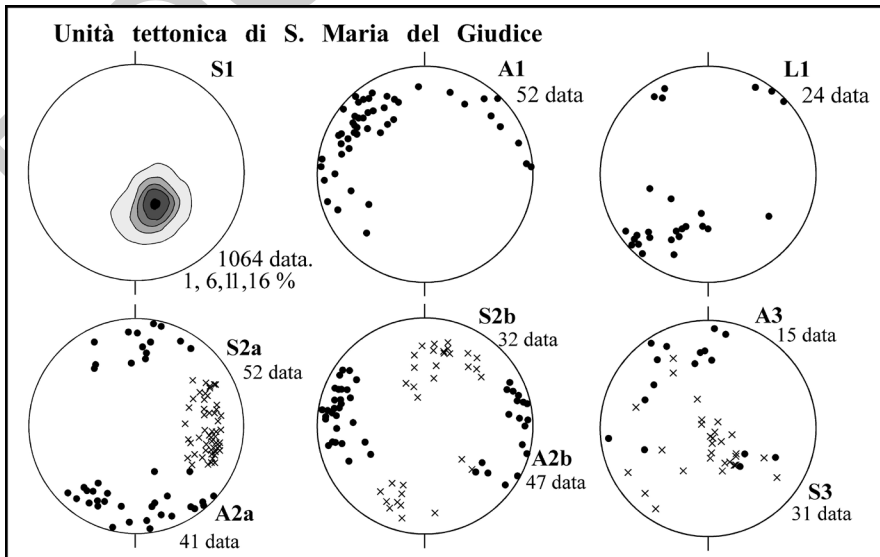


Fig. 20 - Proiezioni stereografiche dei principali elementi lineari e planari riconosciuti nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice (emisfero inferiore). S1: foliazione di 1^a fase; A1: asse delle pieghe di 1^a fase; L1: lineazione di estensione di 1^a fase; S2a: foliazione della fase D2a; A2a: asse delle pieghe di fase D2a; S2b: foliazione della fase D2b; A2b: asse delle pieghe di fase D2b; A3: asse delle pieghe di 3^a fase; S3: foliazione di 3^a fase.

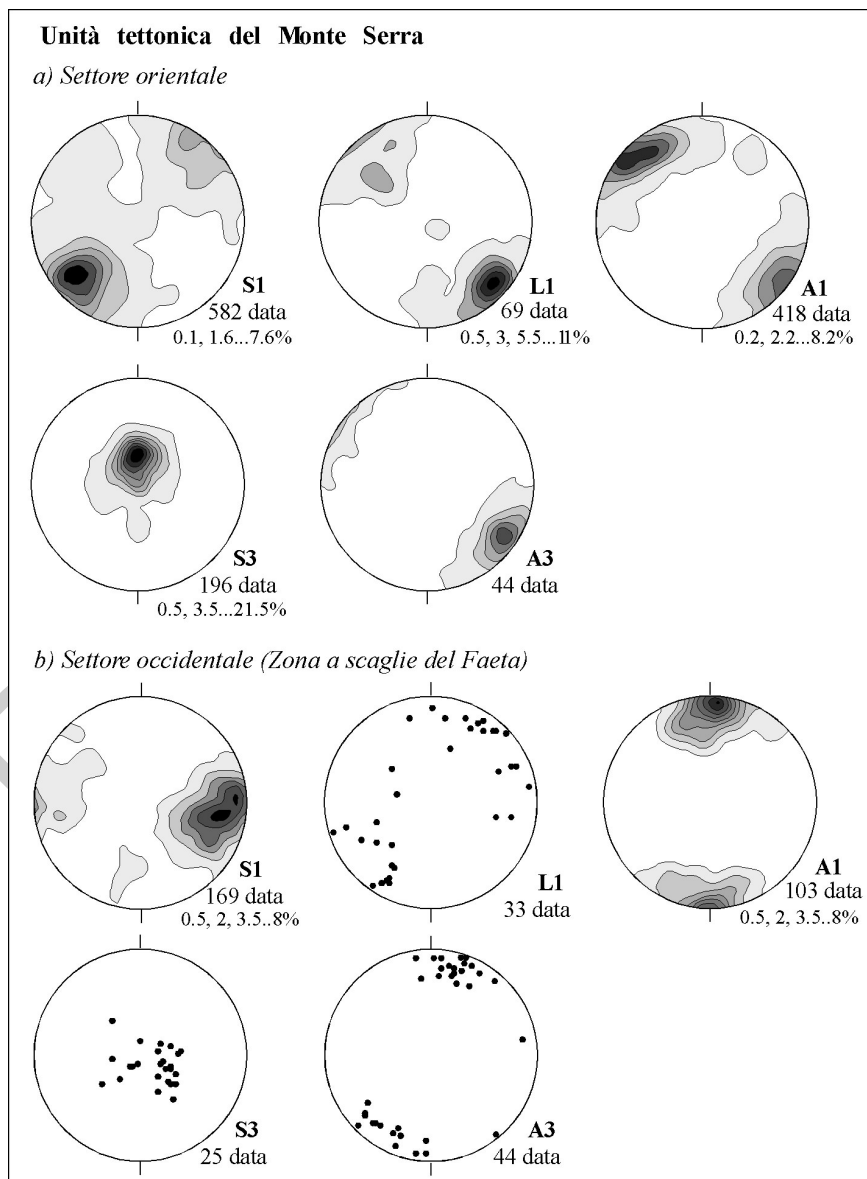


Fig. 21 - Proiezioni stereografiche dei principali elementi lineari e planari riconosciuti nell'Unità tettonica del Monte Serra (emisfero inferiore). a) Porzione centro -orientale dell'Unità; b) Porzione occidentale (zona a scaglie del Faeta). S1: foliazione di 1^a fase; L1: lineazione di estensione di 1^a fase; A1: asse delle pieghe di 1^a fase; S3: foliazione di 3^a fase; A3: asse delle pieghe di 3^a fase.

Le strutture della fase D1 sviluppate all'interno della successione mesozoico carbonatica invece, saranno descritte accuratamente a tutte le scale di osservazione. La principale struttura di prima fase documentata all'interno delle successioni permo-triassiche è rappresentata dall'antiforme con al nucleo la formazione delle Breccie di Asciano (**BSC**), affiorante a nord di Asciano in corrispondenza del Monte Pian della Conserva. Il fianco orientale di questa struttura risulta in parte tagliato dal sovrascorrimento primario responsabile della messa in posto dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice sopra quella del Monte Serra. Strutture plicative secondarie, rappresentate da piccole anticlinali con al nucleo la formazione delle Breccie di Asciano (**BSC**) e sinclinali con al nucleo la formazione della Verruca (**VEU**), affiorano in corrispondenza della porzione nord-orientale dell'unità.

Occasionalmente all'interno dei litotipi meno competenti (es. membro degli Scisti Violetti, **VEU**) e in corrispondenza dei sovrascorrimenti secondari, sono stati documentati indicatori cinematici (rappresentati principalmente da strutture S-C') che definiscono un trasporto tettonico verso i quadranti nord-orientali.

La successione carbonatica silicea mesozoico-terziaria affiorante sui rilievi ad ovest della Valle del Guappero costituisce nel complesso una debole monoclinale immergente verso ovest.

Le principali strutture di prima fase riconoscibili a scala cartografica si sviluppano in corrispondenza del contatto fra i Marmi dei Monti Pisani (**CCE**) e la formazione dei Metacalcari con selce (**CFL**). Da sud verso nord si possono riconoscere: la sinclinale con al nucleo la formazione dei Metacalcari con selce (**CLF**) affiorante sui versanti a nord-est di S. Giuliano Terme e il sistema di sinclinale e anticlinale del M. Moriglion di Penna. La struttura di S. Giuliano Terme è ripiegata dalle successive fasi plicative ed è caratterizzata da un'interessante *pattern* d'interferenza che verrà descritto in dettaglio nei paragrafi successivi.

A scala mesoscopica le pieghe F1 (Fig. 22) sono pieghe isoclinali, spesso non cilindriche, coricate verso nord-est. Generalmente sono pieghe simili con cerniere ispessite ed arrotondate e fianchi assottigliati caratterizzate da una foliazione penetrativa di piano assiale S1, continua nei livelli meno competenti e spaziata in quelli più competenti, che localmente traspono l'originaria superficie di stratificazione.

Gli assi delle pieghe F1 nell'area del M. Moriglion di Penna sono orientati secondo due direzioni principali. Sui versanti sud-occidentali e nord-orientali, le direzioni degli assi variano da N020 a N080E con deboli immersioni verso nord-est, mentre sul versante sud-orientale del M. Moriglion di Penna mostrano un'orientazione principale N130E con inclinazioni inferiori a 10-30° verso nord-ovest (Fig. 20). Questa dispersione dell'orientazione degli assi può essere spiegata ammettendo la geometria non cilindrica delle pieghe F1 e l'interferenza con le successive fasi plicative.

Nei livelli carbonatici con componente pelitica, la foliazione S1 corrisponde

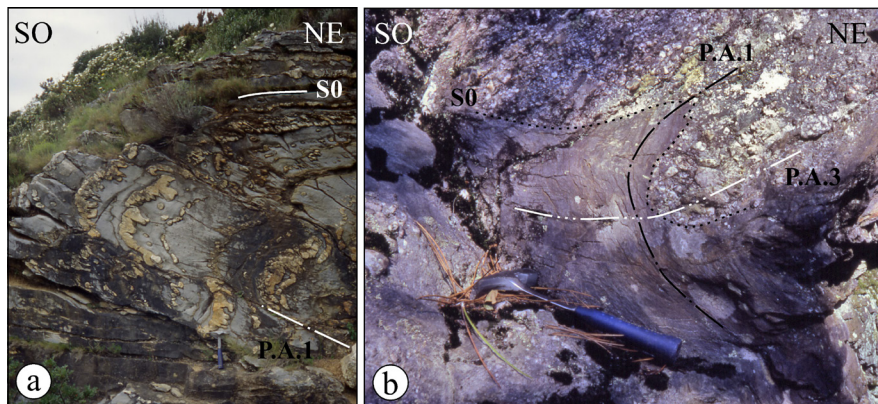


Fig. 22 - a) piega di 1^a fase nei Metacalcari con selce (CLF) sulle pendici meridionali del M. Morglioni di Penna. S0: stratificazione; P.A.1: piano assiale di 1^a fase; b) Interferenza fra la 1^a e la 3^a fase deformativa nell'area di Buti. S0: stratificazione; P.A.1: piano assiale di 1^o fase; P.A.3: piano assiale di 3^o fase.

ad uno *slaty cleavage* evidenziato da un reticolo anastomizzato di miche, minerali argillosi e ossidi di Ferro di neo-formazione. Questo reticolo delimita porzioni lenticolari di minerali detritici (calcite, quarzo, muscovite, clorite, associazioni di miche, tormalina, feldspati, zirconi e ossidi). I minerali sin-cinematici sono rappresentati da calcite \pm quarzo, dolomite, plagioclasio, muscovite, clorite e ossidi e risultano generalmente immersi in una matrice ricristallizzata a composizione prevalentemente carbonatica.

Nei livelli a maggior composizione argillitica e marnosa, la foliazione S1 si sviluppa come un clivaggio spaziato disgiuntivo con domini di clivaggio di tipo *smooth*, *rough* o *anastomosing* (PASSCHIER & TROUW, 2005) marcati dalla presenza di ossidi di ferro, mica chiara e clorite di neo-formazione caratterizzati da un'evidente isorientazione dell'asse maggiore dei grani. All'interno della formazione dei Calcescisti apuani (APU) e degli Scisti Sericitici (SSR) la foliazione S1 è caratterizzata dall'alternanza di letti lepidoblastici ricchi di fillosilicati e letti granoblastici di calcite e subordinatamente di quarzo.

In tutti i litotipi presenti il quarzo è caratterizzato da estinzione ondulata, bande di deformazione e ricristallizzazione dinamica con meccanismi di *subgrain rotation* e *grain boundary migration* (PASSCHIER & TROUW, 2005). La calcite presenta geminazioni meccaniche attribuibili alle classi II e III della classificazione di BURKHARD (1986), indicative di temperature di deformazione superiori a 250°C mentre le miche relitte, più grandi di quelle di neoformazione e trasposte lungo la foliazione, sono piegate da *microkink*.

La foliazione S1, riflette l'andamento monoclinale dell'intera successione mesozoica terziaria. Complessivamente mostra orientazioni N040-070E e immersioni di 25-50° verso nord-ovest (Fig. 20). Negli affioramenti meridionali ed occidentali della successione mostra orientazioni variabili da N140E a N160-170 con inclinazioni di 30-50° sempre verso ovest.

La lineazione di estensione L1 è evidenziata soprattutto dall'allungamento di fibre di quarzo e calcite e dalla direzione di estensione dei *boudins* nei livelli di selce all'interno della formazione dei Metacalcari con selce (CLF).

L'orientazione della lineazione L1 nell'area del M. Moriglion di Penna, riflette la dispersione nell'orientazione documentata per gli assi F1 in questa stessa area. Sono state, infatti, individuate orientazioni nord-est/sud-ovest con immersioni prevalentemente verso sud-ovest sui versanti sud-occidentali e nord-orientali del M. Moriglion di Penna e direzioni di circa N140° con deboli immersioni prevalentemente verso nord-ovest, sui versanti sud-orientali (Fig. 20).

Così come per l'Unità tettonica del Monte Serra questo parallelismo è stato interpretato come il risultato dell'azione di una componente traspressiva durante la fase di impilamento tettonico D1 (CAROSI & MONTOMOLI, 1999).

Il sovrascorrimento che separa l'Unità tettonica di S. Maria del Giudice dal Calcare cavernoso (CCA) che costituisce la base della sovrastante Unità tettonica della Falda Toscana è caratterizzato, in analogia con quello precedentemente descritto per l'Unità tettonica del Monte Serra, da strutture S-C o S-C' di spessore decimetrico sviluppate esclusivamente all'interno della formazione degli Scisti sericitici (SSR), che indicano un senso di trasporto dell'unità superiore da sud-ovest verso nord-est.

Analisi dell'ellissoide della deformazione finita associato alla fase D1 sono state effettuate da CAROSI *et alii* (1997, 1998). Questi autori hanno utilizzato campioni provenienti da 10 affioramenti della formazione paleozoica delle Breccie di Asciano. I campioni, non affetti dalla seconda fase deformativa, sono stati tagliati parallelamente ai piani XZ e YZ dell'ellissoide della deformazione finita. Le misure sono state effettuate su clasti e ciottoli di filladi, metarenarie e quarziti, appiattiti sul piano di foliazione XY e allungati parallelamente alla lineazione di estensione mineralogica L1. CAROSI *et alii* (1997, 1998) hanno effettuato l'analisi della deformazione finita applicando il metodo di LISLE (1977), il metodo algebrico di SHIMAMOTO & IKEDA (1976) ed il metodo centro a centro di Fry (FRY, 1979; HANNA & FRY, 1979). I risultati attribuiscono alla fase deformativa D1 un ellissoide della deformazione appiattito ($X > Y > Z$) con un piano XY fortemente inclinato e un asse X sub-orizzontale e un'estensione lungo X variabile dal 64% al 108%, con valori medi intorno al 99%.

2.2. - FASE DEFORMATIVA D2

Questa fase deformativa è sviluppata prevalentemente nella sequenza carbonatica mesozoica affiorante nella porzione centro-orientale dell'unità tettonica, ad ovest della Valle del Guappero.

La fase D2, evidente principalmente a scala mesoscopica e cartografica, ha prodotto due sistemi di piegamento denominati sistema F2a e F2b, caratterizzati da pieghe con piani assiali sub-verticali e tra loro circa ortogonali (in accordo con una direzione di raccorciamento sub-orizzontale) (Fig. 20) e da un debole clivaggio di crenulazione, da spaziato a disgiuntivo, sviluppato solo raramente.

I due sistemi di piegamento, caratterizzati da analoghe caratteristiche geometriche, si differenziano prevalentemente sulla base della differente orientazione degli elementi lineari e strutturali ad essi associati. Le pieghe F2a e F2b sono, infatti, caratterizzate da angoli di apertura di $60^\circ - 120^\circ$ e da una geometria variabile da simile a parallela strettamente correlata con il litotipo piegato.

Le pieghe F2a mostrano direzioni degli assi variabili, da nord-nord-ovest/sud-sud-est nel settore orientale, a nord-nord-est/sud-sud-ovest in quello più occidentale dei rilievi ad ovest della valle del Guappero. Le inclinazioni sono generalmente di $10-20^\circ$ sia verso nord sia verso sud (Fig. 20). La variazione dell'orientazione degli elementi strutturali associati alla fase D1, spostandosi dalle pendici sud-occidentali a quelle nord-orientali dei Monti Pisani, può essere causata dallo sviluppo di questo sistema di piegamento (CAROSI & MONTOMOLI, 2004).

La foliazione S2a è stata osservata solo occasionalmente all'interno dei litotipi meno competenti (es. formazione degli Scisti sericitici, **SSR**). Può essere descritta come un clivaggio di crenulazione discreto parallelo al piano assiale delle pieghe F2a. A scala microscopica è evidenziata dalla riorientazione di minerali preesistenti e dalla presenza di sottili *films* di minerali argillosi ed ossidi di ferro prodotti per meccanismi di *pressure solution*. Questo indica che la fase D2 si è sviluppata in condizioni di pressione e temperatura inferiore rispetto a quelle documentate per la fase D1. Nei livelli più competenti la foliazione S2a si presenta come un clivaggio spaziato.

Pieghe F2b, documentate quasi esclusivamente all'interno della formazione degli Scisti sericitici (**SSR**), mostrano direzioni degli assi variabili da ovest-sud-ovest/est-nord-est a ovest-nord-ovest/est-sud-est (Fig. 20) e deboli inclinazioni di $10-20^\circ$ sia verso ovest sia verso est. La foliazione S2b associata a questo sistema di piegamento è un clivaggio di crenulazione discreto che presenta orientazioni variabili da nord-ovest/sud-est a sud-ovest/nord-est e inclinazioni di $20-50^\circ$ verso nord-est e verso sud-ovest (Fig. 20). I caratteri microscopici della foliazione S2b sono analoghi a quelli precedentemente descritti per la foliazione S2a.

Le pieghe F2a e F2b producono un *pattern* d'interferenza intermedio tra quello

a duomi e bacini e quello a fungo (Tipo 1 e 2 di RAMSAY, 1967). Secondo la classificazione dei *pattern* d'interferenza di THIESSEN & MEANS (1980) sono riconducibili al caso C (CAROSI & MONTOMOLI, 2002; FRESCHI, 2002).

Analoghi sistemi di pieghe, caratterizzati da piani assiali tra loro ortogonali e sub-verticali, sono stati documentati in altre porzioni dell'Appennino settentrionale: nell'Unità tettonica della Falda Toscana nell'area di La Spezia (MONTOMOLI *et alii*, 2001; MONTOMOLI, 2002), in quella di Corfino (DALLAN *et alii*, 1991), nei Monti d'oltre Serchio (CAROSI *et alii*, 2004) e nella terminazione settentrionale e meridionale delle Alpi Apuane (area di Castelpoggio e di Pescaglia, CAROSI *et alii*, 2002; 2004; 2005). Nell'Unità tettonica di Massa s.l., pieghe riferibili al sistema F2a sono state documentate nei Monti dell'Uccellina (CAMPETTI *et alii*, 1999; MONTOMOLI *et alii*, 2009). Secondo CAROSI *et alii* (2002; 2004) l'interferenza tra pieghe F2a e F2b favorisce la crescita e la nucleazione dei duomi metamorfici successivamente all'impilamento delle unità tettoniche (CARMIGNANI *et alii*, 1978; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990), contribuendo così all'esumazione delle unità metamorfiche.

2.2.1. - *La struttura di interferenza polifasica di S. Giuliano Terme*

Gli effetti dei sistemi di piegamento F2a e F2b sono particolarmente evidenti nell'area tra il M. Castellare e il M. S. Giuliano (a nord-est di S. Giuliano Terme) (Fig. 23). Al contatto tra i Metacalcari con selce (CLF) e i Marmi dei Monti Pisani (CCE) una stretta sinclinale di prima fase F1, fortemente non cilindrica e con direzioni assiali variabili da nord-ovest/sud-est a sud-ovest/nord-est (Fig. 23), risulta deformata da pieghe F2a con piani assiali fortemente inclinati e assi ad andamento nord-nord-est/sud-sud-ovest inclinati verso nord-nord-est, che producono una struttura d'interferenza intermedia tra il tipo 1 e 2 di RAMSAY (1967) (CAROSI & MONTOMOLI, 2002) (Fig. 23). La piega di prima fase è associata a pieghe parassite con fianchi assottigliati, spesso boudinati, e cerniere ispessite particolarmente evidenti all'interno della formazione dei Metacalcari con selce (CLF).

Questa struttura d'interferenza è stata successivamente deformata da un'antiforme F2b caratterizzata da piani assiali fortemente inclinati orientati circa est-ovest ben evidente nella cava ad est di S. Giuliano Terme (Fig. 23). L'interferenza tra le pieghe F2a e F2b risulta quindi intermedia tra il tipo 1 e 2 di RAMSAY (1967) o assimilabile al caso C di THIESSEN & MEANS (1980) (CAROSI & MONTOMOLI, 2002; FRESCHI, 2002).

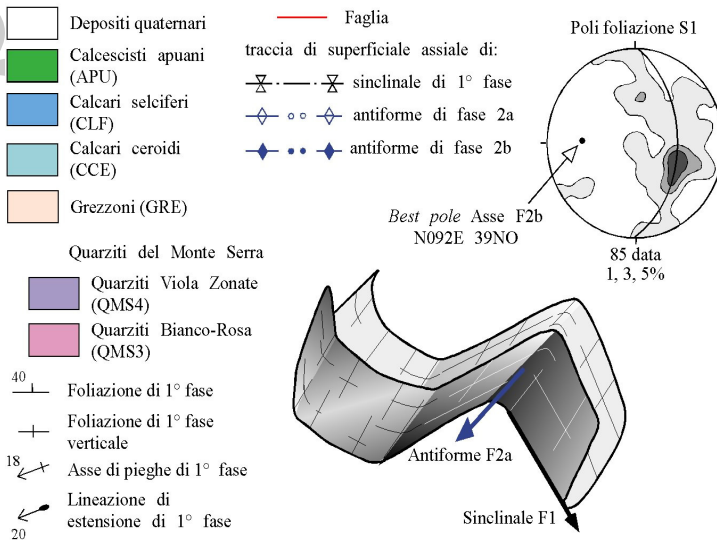
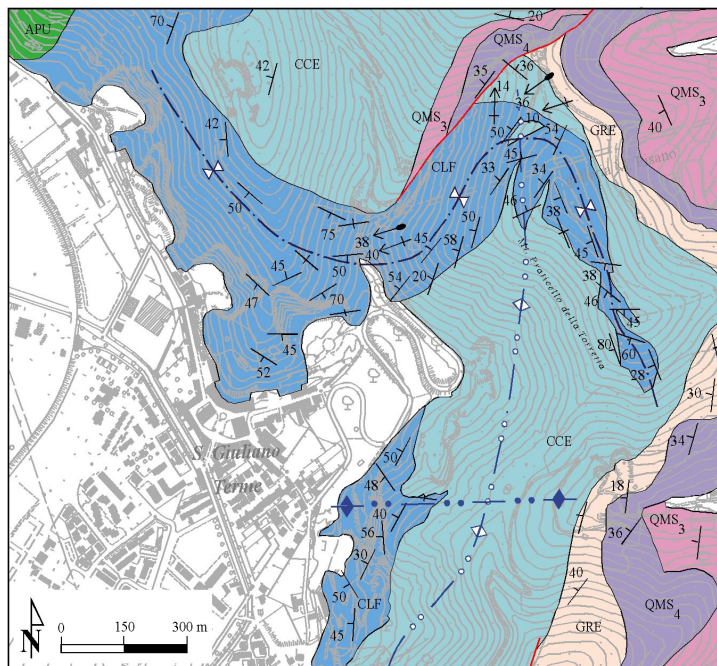


Fig. 23 - Interferenza tra la 1^a e la 2^a fase deformativa nell'area di S. Giuliano Terme. Stralcio della carta alla scala 1:15.000 e schema esemplificativo della struttura (modificato da CAROLI & MONTOMALI, 2004).

2.3. - FASE DEFORMATIVA D3

Le caratteristiche meso e microscopiche degli elementi planari e lineari associati alla fase D3 presenti all'interno delle successioni paleozoico-triassiche dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice, sono analoghe a quelle descritte per l'Unità tettonica del Monte Serra (paragrafo 3.3). Le pieghe F3 sono simmetriche, con geometria simile nei livelli incompetenti e sono caratterizzate da piani assiali debolmente inclinati. Le uniche differenze riguardano l'orientazione di tali strutture. Nell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice, gli assi delle pieghe F3 hanno un'orientazione di circa N170E sui versanti orientali della Valle del Guappero e orientazioni N120-N150E sui versanti a nord-est di Vorno. Gli assi delle pieghe F3 mostrano sempre inclinazioni inferiori a 20° e immersioni generalmente verso nord-ovest (Fig. 20).

Come avviene all'interno dell'Unità tettonica del Monte Serra, l'interferenza delle pieghe di prima e di seconda fase deformativa con le pieghe della fase D3, produce un *pattern* d'interferenza di tipo 3 (RAMSAY, 1967) che può spiegare le vergenze opposte (verso nord-est e verso sud-ovest) osservabili nelle pieghe di prima fase (Fig. 24).

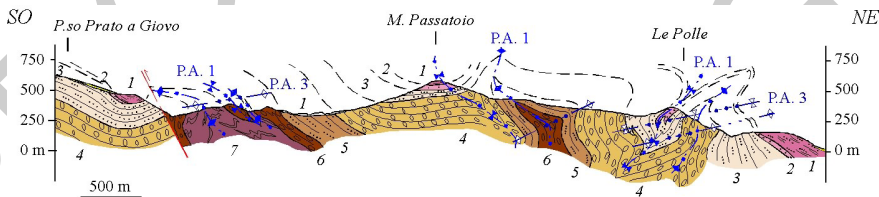


Fig. 24 - Sezione geologica tra Passo Prato a Giovo e Le Polle con pieghe di 1ª fase che mostrano vergenze opposte a causa del ripiegamento della 3ª fase deformativa. (1: QMS₁; 2: QMS₂; 3: QMS₃; 4: VEU₃; 5: VEU₂; 6: VEU₁; 7: BUT).

Nella successione carbonatico-silicea mesozoico-terziaria affiorante ad ovest della Valle del Guappero, la fase deformativa D3 è scarsamente sviluppata e non produce significative modificazioni rispetto all'assetto strutturale delineato durante le fasi deformative D1 e D2.

Le pieghe F3 sviluppano geometrie simili con fianchi assottigliati e cerniere ispessite all'interno della formazione dei Calcescisti apuani (APU) mentre geometrie tipo *kink*, con angoli di apertura di 70-100°, all'interno degli Scisti sericitici (SSR). L'orientazione degli assi varia da N080E a N180E e presenta deboli immersioni principalmente verso nord.

La foliazione S3, parallela al piano assiale delle pieghe F3, è un clivaggio di crenulazione spaziato, generalmente evidenziato da giunti stilolitici.

3. - UNITÀ TETTONICA DEL MONTE SERRA

3.1. - FASE DEFORMATIVA D1

Gli elementi planari e lineari associati alla fase deformativa D1 documentati nell'Unità tettonica del Monte Serra mostrano orientazioni nord-ovest/sud-est nella parte centrale dell'unità e andamenti nord-nord-est/sud-sud-ovest in corrispondenza del contatto tettonico con la sovrastante unità tettonica di S. Maria del Giudice e nelle aree più marginali del massiccio dei Monti Pisani (Figg. 19 e 21).

Le pieghe F1 rappresentano l'elemento strutturale più diffuso a scala cartografica (Fig. 19). Generalmente mostrano direzioni degli assi nord-ovest/sud-est, piani assiali fortemente inclinati e una vergenza prevalentemente verso sud-ovest (es. Zone di Santallago e M. Cascetto). Tuttavia nelle porzioni nord-est dell'unità sono state documentate pieghe a vergenza nord-orientale di dimensioni ridotte rispetto a quelle a vergenza sud-occidentale (es.: sinclinali di le Polle: Fig. 24, Monte Zeno, anticlinali di Castelvecchio).

Nella porzione più occidentale dell'Unità, in corrispondenza del contatto tettonico con la sovrastante Unità tettonica di S. Maria del Giudice, sono state documentate pieghe chiuse con andamento nord-est/sud-ovest o nord-nord-est/ sud-sud-ovest a vergenza orientale strettamente legate allo sviluppo dei sovrascorrimenti che separano le due unità tettoniche.

Le principali strutture a vergenza nord-ovest sono evidenti lungo quattro transetti principali. Da nord a sud:

- *Transetto Galgaldi / S. Andrea di Compito*

Nell'area tra Galgaldi ed il M. Cascetto sono state cartografate anticlinali con al nucleo le formazioni più antiche dell'unità tettonica (e.g. Filladi e quarziti di Buti, **BUT**, ed i membri 1 e 2 della formazione della Verruca, **VEU**) in località Villa (ad est di Castelmaggiore), sui versanti nord-orientali del M. Cascetto (Fig. 24) e ad est di Cima Sassobodda. Sinclinali, con al nucleo i membri 1 e 2 della formazione delle Quarziti del Monte Serra (**QMS**) affiorano in corrispondenza del M. Cascetto, sulle pendici settentrionali di Cima Sassobodda e a nord di Pieve di Compito (Fig. 24). I piani assiali di queste strutture risultano generalmente fortemente inclinati verso est anche se il piegamento prodotto dalla successiva fase deformativa D2 produce locali inclinazioni verso ovest (es. sinclinale in località Nelle Coste a nord

di S. Andrea di Compito).

- Transetto Calci - Colle di Compito

Lungo questo transetto si possono distinguere quattro scaglie tettoniche delimitate da *thrusts* con movimento del tetto verso ovest, e caratterizzate da sistemi di anticlinali e sinclinali con al nucleo rispettivamente, il membro delle Anageniti Minute (VEU_3) e la formazione delle Quarziti del Monte Serra (QMS). Le sinclinali con al nucleo il membro delle Quarziti Bianco-Rosa (QMS_3) affiorano in corrispondenza del M. Cimone e delle pendici meridionali, orientali e nord-orientali del Monte Serra mentre quelle con al nucleo le Quarziti Viola Zonate (QMS_4) si ritrovano a Passo Prato Ceragiola e sulle pendici occidentali del Monte Trabardatica.

Le pieghe sono in genere, abbastanza chiuse ad eccezione dell'area tra M. Pruno e Piambella dove il piegamento è più blando e caratterizzato da piani assiali fortemente inclinati, debolmente interessati dal successivo evento plicativo. I sovrascorrimenti tettonici che delimitano queste strutture mostrano andamenti nord-ovest/sud-est con immersioni di 45° - 50° verso est. Si sviluppano preferibilmente sui fianchi rovesci delle strette sinclinali sovrapponendo il membro 2 e 3 della formazione della Verruca (VEU_2 e VEU_3) direttamente sul membro QMS_3 e/o QMS_4 della formazione delle Quarziti del Monte Serra.

- Transetto Monte La Verruca - Castelvecchio

In questo transetto sono state riconosciute tre scaglie tettoniche separate da sovrascorrimenti verso est, ad andamento nord-ovest/sud-est, che si estendono da Buti a Castelmaggiore. Sono state cartografate due principali anticlinali di estensione chilometrica che presentano al nucleo la formazione paleozoica delle Filladi e quarziti di Buti (**BUT**): l'anticlinale del M. La Verruca e quella in località Panicale (a nord-ovest di Buti). Altre antiformenti sono quelle con al nucleo le Anageniti Minute (VEU_3) in località La Casaccia - S. Alessandra o quella con al nucleo le Anageniti Grossolane (VEU_1) in località Sant'Andrea. A queste strutture sono associate le sinclinali con al nucleo le Quarziti del Monte Serra (QMS) affioranti rispettivamente in località La Casaccia - S. Alessandra, ad ovest del Passo del Panicale e nelle porzioni più nord-est del transetto, nell'area del M. Passatoio. Tutte queste strutture sono caratterizzate da vergenze occidentali con angoli di apertura generalmente molto stretti (un'eccezione è rappresentata dalla sinforme al Passo del Panicale e da quella al M. Passatoio). Nella porzione nord-est del transetto, le strutture mostrano una vergenza orientale con piani assiali inclinati 45° - 50° verso ovest (es. la sinforme del M. Le Polle e antiformenti di Colle di Vediano).

- Transetto Lugnano - Buti

Lungo questo transetto si possono riconoscere due scaglie tettoniche secondarie

separate da un sovrascorrimento che si estende da S. Iacopo a sud-est, al Passo Prato Arreto a nord-ovest. Nella scaglia tettonica meridionale si può riconoscere un'ampia sinclinale con al nucleo la formazione dei Grezzoni (**GRE**) in località Colle di Panieretta e un sistema antiforme - sinforme, entrambe molto strette, al cui nucleo affiorano rispettivamente il membro delle Anageniti Minute (**VEU₃**) della formazione della Verruca (**VEU**) e il membro delle Quarziti Verdi (**QMS₂**) della formazione delle Quarziti del Monte Serra (**QMS**). Queste strutture presentano vergenze orientali. Nella scaglia tettonica più settentrionale la formazione delle Quarziti del Monte Serra (**QMS**) è interessata da un sistema di sinformi e antiformi a vergenza occidentali con piani assiali variamente inclinati e blandamente piegati dalla successiva fase deformativa D2.

A scala mesoscopica e microscopica le pieghe F1 sono rare (Figg. 22 e 25). Sono associate ad una foliazione penetrativa S1 sub-verticale di piano assiale e mostrano inclinazioni assiali fortemente variabili.

Sono pieghe asimmetriche, spesso non cilindriche, con angoli di apertura generalmente di circa 70° e cerniere sub-arrotondate. Secondo la classificazione di RAMSAY (1967) appartengono alla classe 1C o 2. Spesso le pieghe a geometria simile presentano fianchi rovesci fortemente assottigliati. Nella porzione più meridionale dell'Unità sono state documentate localmente pieghe minori in cui la foliazione S1 si sviluppa obliquamente rispetto al loro piano assiale (*transected fold*, BORRADAILE, 1978; o *transpressed fold*, RAMSAY & LISLE, 2000).

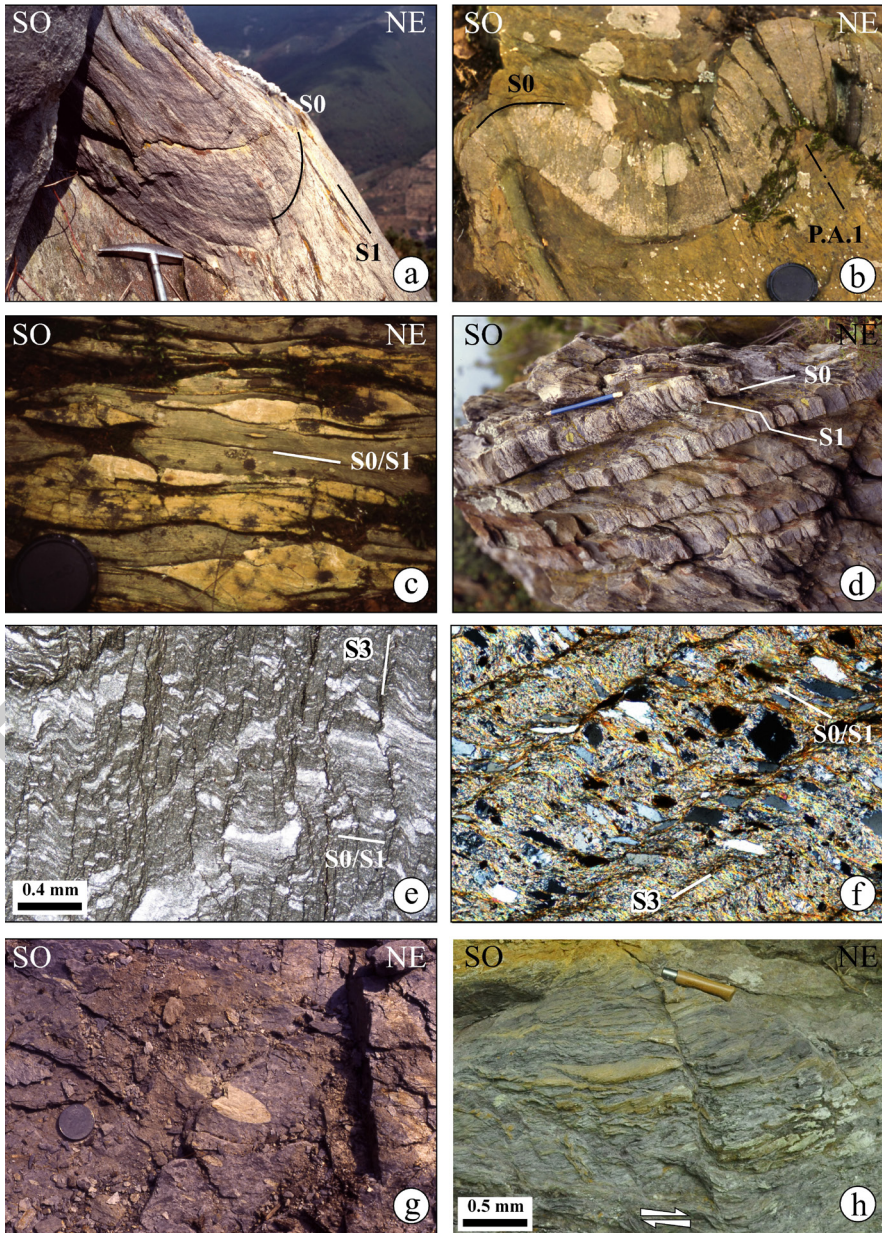
Il ritrovamento di vene estensionali di quarzo parallele alla stratificazione e di *slikenfibres* in alcuni fianchi di pieghe potrebbe indicare che le pieghe F1 si sono sviluppate anche con meccanismi di *flexural slip*.

La foliazione di piano assiale S1 può essere classificata come un clivaggio spaziato disgiuntivo nei litotipi più grossolani e come una foliazione continua nei litotipi più pelitici (Fig. 25d).

A scala microscopica è definita dall'allineamento di fillosilicati intorno a grani relitti di quarzo, miche relitte, tormalina e feldspati (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986) (Fig. 25e e f).

La lineazione di estensione L1 è evidenziata dall'asse di maggiore allungamento di grani di quarzo, sia relitti sia di neo formazione, e dall'allineamento di miche, nelle quarziti e nelle metarenarie; dall'allungamento di ciottoli nei conglomerati e dall'asse maggiore di allungamento di *reduction spots* (Fig. 25g), nei litotipi pelitici. Localmente la lineazione L1 è evidenziata dallo sviluppo di vene di quarzo boudinate e dall'orientazione delle fibre di quarzo sia nelle vene sia intorno a grani di pirite.

Il quarzo, spesso caratterizzato da estinzione ondulata, mostra un'evidente orientazione preferenziale di forma con l'asse principale di allungamento orientato parallelamente alla foliazione S1. I grani detritici sono avvolti in una matrice ricri-



stallizzata di quarzo, mica bianca e clorite.

All'interno dell'unità tettonica, la foliazione S1 ha inclinazioni sub-verticali e orientazioni variabili da N100E a N160E. L'orientazione assiale delle pieghe F1 e della lineazione di intersezione tra stratificazione S0 e foliazione S1 varia da N090E a N170E (orientazione media: N128E) con immersioni generalmente inferiori ai 25-30° sia verso nord-ovest sia verso sud-est (Fig. 21a).

Orientazioni differenti si ritrovano invece nella porzione più occidentale dell'unità, in corrispondenza della "zona a scaglie del Faeta" (Fig. 21b). In quest'area la foliazione S1 ha un andamento nord-nord-est/sud-sud-ovest con inclinazioni circa inferiori a 45° verso ovest mentre gli assi delle pieghe F1 e le lineazioni di intersezione tra stratificazione S0 e foliazione S1 hanno un'orientazione di N170-N010E e un'inclinazione di 25°-35° prevalentemente verso nord e con minor frequenza verso sud (Fig. 21).

L'ampia dispersione delle orientazioni della lineazione di intersezione S0-S1 nella parte centrale dell'unità tettonica può essere causata, almeno in parte, dal piegamento di strutture originariamente non-planari (rappresentate ad esempio, dalla stratificazione incrociata ampiamente diffusa nel Verrucano s.l.) (CAROSI *et alii*, 1997).

L'orientazione della lineazione L1 è parallela o sub-parallela all'orientazione degli assi delle pieghe F1. Anche in questo caso mostra orientazioni diverse all'interno dell'Unità tettonica. Nell'area della "zona a scaglie del Faeta", la lineazione L1 mostra orientazioni di circa N030-N070E con immersioni massime di 30° sia verso nord-est sia verso sud-ovest, mentre nel resto dell'unità la direzione principale è N140E con inclinazioni di 10-20° verso sud-est (Fig. 21).

I principali sovrascorrimenti che separano l'Unità tettonica del Monte Serra da quella della Falda Toscana e dall'Unità tettonica di S. Maria del Giudice sono evidenziati da zone di taglio fragili-duttili caratterizzate da strutture S-C o S-C' di spessore decimetrico (Fig. 25h) che indicano un senso di trasporto tettonico dell'Unità tettonica superiore da sud-ovest verso nord-est.

Fig. 25 (pagina precedente) - a) Pieghe di 1^a fase nel membro delle Quarziti Verdi (QMS) lungo la strada Calci - M. Serra; b) Pieghe di 1^a fase nel membro delle Quarziti Verdi (QMS); c) Pieghe strette e boudinage nei livelli di selce di 1^a fase nei Metacalcari con selce (CLF) (in località Casa Focetta); d) Relazioni stratificazione S0-foliazione di 1^a fase S1 nel membro degli Scisti Verdi (QMS₂); e) Clivaggio di crenulazione S3 evidenziato da films di minerali insolubili e ossidi prodotti per meccanismi di pressione solution. Foto da sezione sottile; S0: stratificazione; S1: foliazione di 1^a fase; S3: foliazione di 3^a fase; f) Foto da sezione sottile del clivaggio di crenulazione di 3^a fase. S0: stratificazione; S1: foliazione di 1^a fase; S3: foliazione di 3^a fase; g) Reduction spot allungati parallelamente alla direzione di massima estensione nel membro degli Scisti Violetti (VEU₂); h) strutture S-C associate al sovrascorrimento tra l'Unità tettonica del Monte Serra e l'Unità tettonica della Falda Toscana.

3.2. - FASE DEFORMATIVA D2

Nell'unità tettonica del Monte Serra, la fase deformativa D2 non produce strutture planari e lineari particolarmente evidenti a scala micro e mesoscopica. La presenza di questa fase deformativa può essere evidenziata solo a scala cartografica.

Per una dettagliata descrizione delle caratteristiche micro e mesoscopiche degli elementi associati a questa fase si rimanda al paragrafo relativo alla tettonica dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice dove questa fase deformativa risulta particolarmente evidente nella successione carbonatica post-triassica.

3.3. - FASE DEFORMATIVA D3

La fase deformativa D3 è caratterizzata da pieghe evidenti soprattutto a scala mesoscopica e da un clivaggio di crenulazione sviluppato prevalentemente nei litotipi pelitici.

Le pieghe F3, particolarmente sviluppate nei livelli metapelitici e metasiltitici, sono caratterizzate da profili simmetrici e angoli di apertura generalmente molto ampi (da aperte a blande). Possono essere classificate come pieghe parallele (classe 1B, RAMSAY, 1967). Occasionalmente in alcuni affioramenti (strada Calci - M. Serra) di Scisti Violetti (VEU) sono state documentate pieghe con cerniere ispessite e fianchi assottigliati trasposti lungo la foliazione S3 (classe 1C; RAMSAY, 1967).

Talvolta le pieghe F3 sono asimmetriche e confinate all'interno di zone di taglio fragili-duttili (osservabili ad esempio lungo la strada Calci - M. Serra) di spessore variabile da 1 a 5 m caratterizzate da un senso di taglio verso nord-est. Queste zone di taglio sono sub-parallele alla superficie di stratificazione e si sviluppano soprattutto in corrispondenza di forti contrasti di competenza (esempio nelle intercalazioni metapeliti-quarziti).

La foliazione S3 è evidenziata da un clivaggio di crenulazione parallelo ai piani assiali delle pieghe F3, nei livelli meno competenti, e da una foliazione spaziata evidenziata dall'accumulo di materiale insolubile prodotto per meccanismi di *pressure solution* nei livelli più competenti (Fig. 25 e-f). Generalmente la foliazione è individuata dall'isorientazione di mica bianca e clorite mentre solo occasionalmente è associata ad una blastesi di mica bianca (FRANCESCHELLI *et alii*, 1991b).

Le pieghe F3 hanno piani assiali poco inclinati e assi sub-orizzontali variamente orientati che ripiegano le pieghe sviluppate soprattutto durante la fase deformativa F1, dando origine a strutture di interferenza di tipo 3 (RAMSAY, 1967) (es.: il sistema di sinclinali e anticlinali di prima fase ripiegate nell'area del M. Le Polle, nella porzione nord-est dell'Unità). Gli assi delle pieghe F3 inclinano debolmente verso nord-est e verso sud-est rispettivamente nella porzione occidentale e cen-

tro-meridionale dell'unità.

La foliazione S3 è caratterizzata da un'orientazione variabile e da deboli inclinazioni. All'interno dell'Unità tettonica definisce una struttura a duomo la cui culminazione corrisponde alle parti topograficamente più elevate del complesso. Nella porzione più occidentale dell'unità, la foliazione S3 ha inclinazioni molto basse e mostra una forte dispersione delle direzioni (Fig. 21b).

4. - TETTONICA FRAGILE/DUTTILE E FRAGILE

Le successioni metamorfiche affioranti sui Monti Pisani sono state interessate inizialmente da una tettonica duttile pervasiva e polifasata associata ad un metamorfismo di basso grado e successivamente dallo sviluppo di faglie di diverso tipo e di *joints* sviluppati a più alti livelli strutturali. Lo sviluppo della tettonica fragile è ben osservabile in particolar modo, sul versante occidentale e sud-occidentale del massiccio, dove affiorano successioni prevalentemente carbonatiche e dove sono presenti numerose cave.

L'analisi delle faglie e dei *joints* è stata eseguita mediante il rilevamento geologico-strutturale alla mesoscala sia durante il rilevamento geologico delle sezioni in scala 1:10.000, sia successivamente mediante l'esecuzione di apposite stazioni di misura. Lo studio è stato completato da un'analisi dei lineamenti eseguita su foto aeree in scala 1:15.000.

In alcuni casi, i dati raccolti sul terreno hanno permesso di procedere alla analisi delle direzioni degli *stress* principali utilizzando metodi grafici basati sulla metodologia proposta da ARTHAUD (1969) e ANGELIER (1979; 1994) e tramite il *software FAULT*.

4.1. - CONOSCENZE PRECEDENTI

RAU & TONGIORGI (1974) hanno identificato un fascio di *décrochements* che segmenta l'anticlinale della Verruca ad andamento nord-nord-est/sud-sud-ovest e alcuni allineamenti principali di faglie dirette con direzione nord-ovest/sud-est ("direzione appenninica"). A queste sono associate faglie dirette, ora sepolte sotto la pianura a delineare una sorta di gradinata che, nello spazio che divide i Monti Pisani dalla costa tirrenica, porta il tetto delle formazioni pre-tortoniane ad oltre 2000 metri di profondità (GHELARDONI, 1968). Le faglie sepolte più importanti sono situate a ridosso del rilievo. Infatti, a poche centinaia di metri dagli affioramenti calcarei di Uliveto Terme, il substrato neogenico si trova già ad una profondità di 500-700 metri (GHELARDONI, 1968). Sul versante occidentale dei Monti Pisani,

RAU & TONGIORGI (1974) hanno osservato altre faglie minori, con diversa orientazione, da nord-sud fino a nord-est/sud-ovest (direzione “antiappenninica”).

GRASSI *et alii* (1994) riportano dati gravimetrici nei pressi di S. Giuliano evidenziando l'andamento di una faglia sepolta a ridosso del rilievo ad andamento nord-nord-ovest/sud-sud-est che ha abbassato il substrato di circa 450-500 m ad una distanza di appena 0,5-1 km dal margine del rilievo. CANTINI *et alii* (2000) presentano una carta delle anomalie di Bouger per tutta l'area sud-orientale dei Monti Pisani dalla quale emerge la presenza di settori caratterizzati da forti discontinuità laterali. Un ampio alto gravimetrico corrisponde al rilievo dei Monti Pisani, circondato da minimi allungati in direzione nord-ovest/sud-est e sud-ovest/nord-est interpretabili come corrispondenti a faglie normali sepolte che circondano i Monti Pisani (Fig. 19).

Nel complesso, le faglie situate nella valle del Guappero, a direzione nord-nord-est/sud-sud-ovest, tendono ad “abbassare” la parte nord-occidentale dei Monti Pisani in direzione della valle del Serchio. Gli “sprofondamenti” che circondano da ogni lato i Monti Pisani contribuiscono a conferire un aspetto cupoliforme (RAU & TONGIORGI, 1974).

Alcune faglie maggiori sono riportate anche da GIANNINI (1950) e GIANNINI & NARDI (1965) nell'area dei Monti d'Oltre Serchio come ad esempio una grande faglia normale con direzione nord-sud ed una faglia trascorrente destra orientata circa est-ovest in prossimità dell'autostrada A11. Nella zona di San Giuliano Terme, GRASSI *et alii* (1992) hanno riconosciuto due tipi di discontinuità strutturali relative alla deformazione fragile: faglie dirette e *joints*. Le faglie, marcate da limitati spessori di fasce cataclastiche, spesso evolvono verso la superficie in fratture beanti su cui si sono impostate cavità carsiche. Le faglie sono subverticali o ad alto angolo e con direzione intorno a N150 e N180. Il massimo relativo delle direzioni coincide con la direzione N150, parallela al limite morfologico tra il rilievo e la pianura sottostante (GRASSI *et alii*, 1992). I *joints*, caratterizzati da una spaziatura generalmente superiore a 1.5 - 3 m, mostrano due direzioni principali: nord-sud e nord-ovest/sud-est. L'elaborazione statistica dei lineamenti misurati da foto aeree evidenzia anche un massimo relativo in direzione nord-est/sud-ovest (GRASSI *et alii*, 1992).

D'AMATO AVANZI & NARDI (1993) nei Monti d'Oltre Serchio, ritengono che il dislivello tra la “spianata” sommitale del rilievo, posta a 200 m s.l.m. e la Pianura Pisana antistante (4 - 5m. s.l.m.), possa essere il risultato di scarpate di faglia, alcune delle quali, presumibilmente, molto recenti (Capitolo 12, Fig. 12.2).

A nord di Vecchiano, il profilo morfologico della spianata sommitale del rilievo del M. Bruceto è caratterizzato da una serie di gradini (ognuno con un rigetto massimo di 20 - 30 m) e scarpate di raccordo con aspetto molto “fresco” e scarsamente rimodellate dagli agenti atmosferici. Le fratture misurate, tra loro parallele, hanno

direzione nord-ovest/sud-est e sono situate ad ovest di una faglia principale che segna il limite tra l'area tettonizzata, ad ovest, ed un settore orientale, che appare solo interessato da alcune fratture rilevabili da foto aeree.

Il sistema di fratture, a scala dell'affioramento, riproduce le caratteristiche che si ritrovano nei sistemi di faglie sintetiche - antitetiche: le faglie principali (sintetiche) guidano localmente la distensione, immergendo verso sud-ovest e segnando i gradini morfologici; quelle con caratteri antitetiche vi si appoggiano contro e il loro impatto sulla morfologia, sebbene evidente, risulta meno pronunciato. Su alcuni piani di faglia, strie e indicatori cinematici costituiti da fibre di calcite indicano movimenti di abbassamento per alcuni blocchi verso sud-ovest, per altri verso nord-est.

In conclusione, secondo D'AMATO AVANZI & NARDI (1993), le faglie spezzano il profilo del crinale, ribassandolo bruscamente verso la pianura, costituendo con esso il margine affiorante di una struttura in fase di collasso verso il Tirreno. La datazione delle faglie dei Monti d'Oltre Serchio deve tener conto delle seguenti osservazioni: le faglie che ribassano la morfologia sub-pianeggiante dei Monti d'Oltre Serchio verso la pianura sono posteriori al modellamento di età pliocenica e contemporanee, o posteriori, al sollevamento post-pliocenico; i sedimenti contenuti nelle cavità delle faglie sono di età würmiana, e il sedimento che le sigilla è post-Würm. L'attività delle faglie che limitano la pianura pisana - versiliese dai Monti d'Oltre Serchio, può essere riferita ad un periodo compreso tra il Pliocene medio e Pleistocene superiore. In particolare, quelle del M. Spazzavento sono da riferire, almeno in parte, al Quaternario pre/sin - Würm (D'AMATO AVANZI & NARDI, 1993).

4.2. - ZONE DI TAGLIO FRAGILI-DUTTILI E FAGLIE INVERSE

Nell'area settentrionale del Monte Pisano sono state riconosciute zone di taglio fragili-duttili a basso angolo. In alcuni casi la presenza di sistemi coniugati ha permesso di ricavare una direzione di raccorciamento sud-ovest/nord-est.

Zone di taglio fragili-duttili a basso angolo sono state individuate nelle quarziti del Verrucano s.l. (dintorni di Vorno) e nella copertura calcareo-silicea dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice. I piani di taglio hanno una direzione prevalentemente est-ovest con inclinazioni variabili da 20° a 40° verso sud. Le strie sui piani di taglio variano da nord-sud fino a N015E. I piani di taglio tagliano la foliazione S1, che mostra trascinamenti anche vistosi e dai quali si può dedurre un senso di spostamento del tetto verso nord-est. Zone di taglio, inclinate verso nord-est con spostamenti verso sud-ovest sono presenti in località Santantone poco sopra l'abitato di Buti (sezione Buti; elemento 273070).

Nei Metacalcari con selce (CLF) dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice,

zone di taglio inverse coniugate sono associate a pieghe con geometria *kink* della fase D3. In questo caso le zone di taglio si sarebbero formate in seguito all'amplificazione delle pieghe F3 negli stadi finali del piegamento (CAROSI *et alii*, 2004).

Faglie inverse sono presenti sul versante sud-ovest dei Monti Pisani, osservabili per lo più nelle formazioni carbonatiche delle Unità tettonica di Monte Serra e S. Maria del Giudice.

Nei dintorni di Liveto Terme sono presenti faglie inverse con direzione media nord-sud e componente trascorrente. Lo sforzo principale massimo s_1 è sub-orizzontale con direzione circa est-ovest (MARIOTTI, 2000). Nella zona di Agnano è stato possibile distinguere due gruppi di faglie inverse:

faglie con componente trascorrente destra e direzione appenninica (s_1 con direzione circa N200 sub-orizzontale);

faglie con componente trascorrente sinistra e direzione circa est-ovest (s_1 con direzione circa N198 poco inclinato).

Nei dintorni di S. Giuliano Terme sono presenti faglie inverse con componente trascorrente sia destra che sinistra; il s_1 ha direzione circa nord-sud ed è sub-orizzontale (PECCIANI, 2000).

Nella Falda Toscana zone di taglio fragili-duttili a basso angolo sono state riconosciute all'interno del Calcare selcifero di Limano (**LIM**) e nei Calcari a *Rhaeticavicula contorta* (**RET**) nei Monti d'Oltre Serchio. La direzione delle zone di taglio varia da N100 a N160 con inclinazioni variabili da 20° a 40° verso sud e sud-ovest. Strie e fibre di calcite misurate sui piani di taglio (piani C) hanno una direzione compresa tra N030 e N090, con inclinazioni di circa 20-30° verso ovest-sud-ovest. Gli indicatori cinematici, prevalentemente rappresentati da *fabrics* S-C, indicano un taglio con spostamento del tetto verso est ed est/nord-est. Si segnala anche la presenza di zone di taglio coniugate minori. Queste zone di taglio deformano i fianchi molto inclinati delle pieghe F2 presenti nell'Unità tettonica della Falda Toscana, postdatandole.

Faglie inverse sono state osservate a Vecchiano, in località Panconi; con direzione variabile da N070 fino a N090 e a Bruceto, dove le faglie inverse hanno direzione circa est-ovest con s_1 sub-orizzontale in direzione nord-sud;

Sono state rilevate anche faglie transpressive che hanno un s_1 calcolato coincidente con quello delle faglie inverse e potrebbero, quindi, essere contemporanee e compatibili con la formazione delle faglie inverse, funzionando da faglie di trasferimento.

In base alle geometrie, alla cinematica e ai rapporti di sovrapposizione con le pieghe dell'evento D2 della Falda Toscana e D3 nelle unità metamorfiche, possiamo concludere che le zone di taglio inverse, di tipo fragile-duttile e le faglie inverse si sono formate posteriormente rispetto alla fase F2_{TN} e da sin a tardo F3_{MPU} (nomenclatura secondo CAROSI *et alii*, 2004).

Le faglie inverse hanno direzione prevalente nord-ovest/sud-est e angoli di immersione medio-alti (Fig. 26). L'analisi dei tensori degli sforzi mette in evidenza un s_1 orientato circa N010 sub-orizzontale.

4.3. - FAGLIE DIRETTE E TRASCORRENTI

Un'analisi dettagliata dei sistemi di faglie è stata compiuta nelle aree di affioramento delle formazioni carbonatiche, lungo il versante sud-ovest del rilievo, dove le faglie e le fratture in generale sono meglio osservabili. Le analisi sono state eseguite per stazioni di misura a partire dagli affioramenti meridionali, nei pressi di Cascina, fino ai Monti d'Oltre Serchio più a nord. Sono presenti faglie dirette e trascorrenti, talora con componenti oblique (Fig. 26). Le rocce di faglia sono costituite per lo più da breccie e cataclasiti coerenti con associate vene e fenomeni di *pressure-solution*.

Le misure dei piani di faglia, delle strie e l'analisi del senso di movimento hanno permesso di ricavare anche le direzioni degli assi principali degli sforzi. E' stato in questo modo possibile verificare se determinate classi di faglie, anche con direzione e cinematica diversa, fossero compatibili con lo stesso campo di sforzo e se fossero presenti faglie riattivate. Per l'analisi dei campi di sforzo e della determinazione della posizione dei relativi tensori si fa riferimento essenzialmente ai lavori di MARIOTTI (2000) e PECCIANI (2000).

Monte Castellare (San Giovanni alla Vena)

Sono presenti due faglie maggiori, dirette e ad alto angolo, rilevabili a scala cartografica, con direzione nord-nord-est/sud-sud-ovest e nord-ovest/sud-est, che separano le breccie poligeniche dalle quarziti.

Sono state misurate 27 faglie in tutto, che presentano tre direzioni principali orientate nord-est/sud-ovest, nord-nord-est/sud-sud-ovest e nord-ovest/sud-est. Di queste, 6 faglie mostrano chiari indicatori di movimento normale, talvolta con componente obliqua sinistra, con direzione sia appenninica che antiappenninica. Le faglie trascorrenti hanno direzione prevalentemente est-ovest.

Alcune faglie normali con direzione appenninica mostrano una posizione dei tensori dello sforzo con $s_1 \sim N100$ con inclinazione medio-alta e, $s_2 \sim N048$ e $s_3 \sim N200$ poco inclinati, compatibili con faglie dirette con componente trascorrente e con estensione nord-nord-ovest/sud-sud-est sub-orizzontale. Il gruppo di faglie con direzione antiappenninica mostra un s_1 orientato circa N070, sub-verticale, con estensione nord-ovest/sud-est.

Monte Bianco

E' presente una faglia cartografabile (già riportata da RAU & TONGIORGI, 1974) che mette a contatto i Grezzoni (**GRE**) con le Quarziti Bianco-Rosa (**QMS₃**), avvenute una direzione nord-ovest/sud-est.

In questa stazione sono state misurate 48 faglie, di cui 21 con chiari indicatori cinematici (strie e fibre di calcite). Il *rose diagrams* delle direzioni delle faglie mostra un massimo in direzione N170-N180, uno circa N070-N080 ed uno nord-ovest/sud-est. Le fratture misurate (senza spostamenti apprezzabili) hanno due massimi in direzione nord-est/sud-ovest e nord-nord-est/sud-sud-ovest.

Le faglie con indicatori cinematici inequivocabili sono 12, di cui 6 sono dirette con strie *down-dip*, mentre 4 sono trascorrenti destre, 1 diretta con componente sinistra e 1 destra con componente inversa; sono presenti anche faglie coniugate. Le elaborazioni attraverso il programma *Fault*, hanno mostrato quattro gruppi omogenei:

- faglie dirette (con s1 verticale) *down-dip* con direzione antiappenninica ed estensione ovest-nord-ovest/est-sud-est;
- faglie dirette (con s1 verticale) *down-dip* con direzione appenninica ed estensione nord-est/sud-ovest;
- faglie trascorrenti destre (con s2 verticale) con direzione circa N070 ed estensione nord-est/sud-ovest;
- faglie trascorrenti destre (con s2 verticale) con componente diretta ed estensione circa est-ovest.

Uliveto Terme

Sono state misurate 89 faglie che mostrano direzioni principali circa nord-sud e nord-est/sud-ovest. 39 faglie hanno chiari indicatori cinematici e sono state distinte in tre gruppi:

- faglie dirette *down-dip* (con s1 verticale) a direzione antiappenninica ed estensione ovest-nord-ovest/est-sud-est;
- faglie dirette *down-dip* (con s1 verticale) con direzione media est-ovest ed estensione nord-sud;
- faglie dirette con componente trascorrente (con s1 nord-ovest/sud-est, obliquo) con direzione media nord-sud ed estensione nord-est/sud-ovest.

Sono state effettuate analisi di compatibilità cinematica tra faglie che hanno evidenziato la possibile riattivazione di faglie e fratture pre-esistenti in momenti successivi.

Caprona

Sono state misurate 27 faglie, con un debole massimo in direzione nord-nord-ovest/sud-sud-est, nord-nord-est/sud-sud-ovest e est-sud-est/ovest-nord-ovest, di

cui 7 con chiari indicatori cinematici, distinte in due gruppi:

- faglie dirette con direzione appenninica e componente trascorrente sinistra (con s1 sub-verticale in direzione N330) ed estensione ovest-sud-ovest/est-nord-est;
- faglie dirette con componente trascorrente sia destra che sinistra (con s1 mediamente inclinato e in direzione N140), con estensione circa nord-sud.

Le fratture nella porzione carbonatica mostrano un massimo in direzione est-nord-est/ovest-sud-ovest; mentre quelle misurate negli scisti e nelle quarziti hanno un massimo in direzione nord-est/sud-ovest.

Agnano

Sono state analizzate 40 faglie, di cui 14 con strie. La direzione prevalente delle faglie è nord-ovest/sud-est con un massimo minore circa est-nord-est/ovest-sud-ovest. Le fratture mostrano un massimo in direzione circa nord-est/sud-ovest e due picchi minori in direzione est-sud-est/ovest-nord-ovest e sud-sud-est/nord-nord-ovest.

Sono presenti faglie dirette (6), faglie dirette con componente obliqua (3) e faglie inverse (7). E' evidenziabile un gruppo di faglie dirette con componente trascorrente (s1 con direzione circa N250-270) ed estensione circa nord-sud.

S. Giuliano Terme

Le faglie, così come le fratture, evidenziano un massimo principale in direzione nord-sud ed uno minore in direzione nord-est/sud-ovest.

Le faglie sono state divise in due gruppi:

- faglie inverse con andamento nord-sud, s1 con direzione circa est-ovest. Mostrano un massimo in direzione nord-ovest/sud-est e uno in direzione nord-sud, mentre le fratture hanno un massimo in direzione nord-est/sud-ovest;
- faglie dirette *down-dip* e faglie dirette con componente obliqua destra; hanno direzioni sia appenniniche che nord-sud. Il s1 è sub-verticale con direzione N220-N210 e l'estensione è circa est-ovest.

Vecchiano

Sono state effettuate stazioni di misura in località Pianetti dove sono presenti faglie dirette *down-dip*, a direzione antiappenninica, s1 sub-verticale ed estensione nord-ovest/sud-est. Le faglie mostrano un direzione prevalente nord-est/sud-ovest e una minore nord-ovest/sud-est.

Avane

I diagrammi delle orientazioni delle faglie e delle fratture mostrano un massimo

principale orientato nord-ovest/sud-est ed uno secondario nord-est/sud-ovest. Sono stati distinti 4 gruppi di faglie:

- faglie dirette con componente trascorrente sinistra e direzione est-ovest; s1 sub-verticale ed estensione nord-ovest/sud-est;
- faglie dirette con componente destra e direzione appenninica; mostrano una estensione nord-est/sud-ovest;
- faglie trascorrenti (destre e sinistre) con direzione antiappenninica ed estensione nord-est/sud-ovest;
- faglie dirette con componenti oblique, direzione est-ovest ed estensione nord-sud.

Bruceto

Le fratture misurate hanno un massimo in direzione nord-nord-est/sud-sud-ovest. Sono stati distinti due gruppi di faglie:

- faglie dirette nord-sud e con componente destra;
- faglie dirette sinistre con direzione antiappenninica ed estensione circa est-ovest.

4.4. - CONSIDERAZIONI GENERALI

Le considerazioni conclusive sono relative a sistemi di faglie con chiari indicatori cinematici e orientazioni degli assi principali degli sforzi coerenti.

Il sistema di faglie dirette ad andamento appenninico è rappresentato da molte faglie, presenti in tutte le stazioni misurate. Sono presenti anche faglie dirette con piccole componenti trascorrenti. Esse ammettono un s1 sub-verticale (inclinato di 70° verso nord-ovest) ed un s3 orientato circa N290-N320 orizzontale, cioè con direzione di estensione ovest-nord-ovest/est-sud-est.

Le faglie dirette hanno un massimo assoluto in direzione nord-est/sud-ovest, angoli di inclinazione medio-alti e immersioni verso nord-ovest e verso sud-est (Fig. 26). La direzione di estensione principale delle faglie normali, che in una tettonica distensiva corrisponderà alla direzione di massimo addensamento dei poli delle faglie dirette, è circa ovest-nord-ovest/est-sud-est.

Un cospicuo numero di faglie dirette ad andamento appenninico ammette una direzione di estensione circa nord-est/sud-ovest (s3 circa N220); a queste possono essere associate una parte delle faglie trascorrenti a direzione antiappenninica caratterizzate da s3 circa N220, che possono avere agito come faglie di trasferimento durante la tettonica estensionale.

Le faglie dirette ad andamento anti-appenninico, con alti angoli di immersione e movimento *down-dip*, sono ben rappresentate e presenti in tutta l'area esaminata.

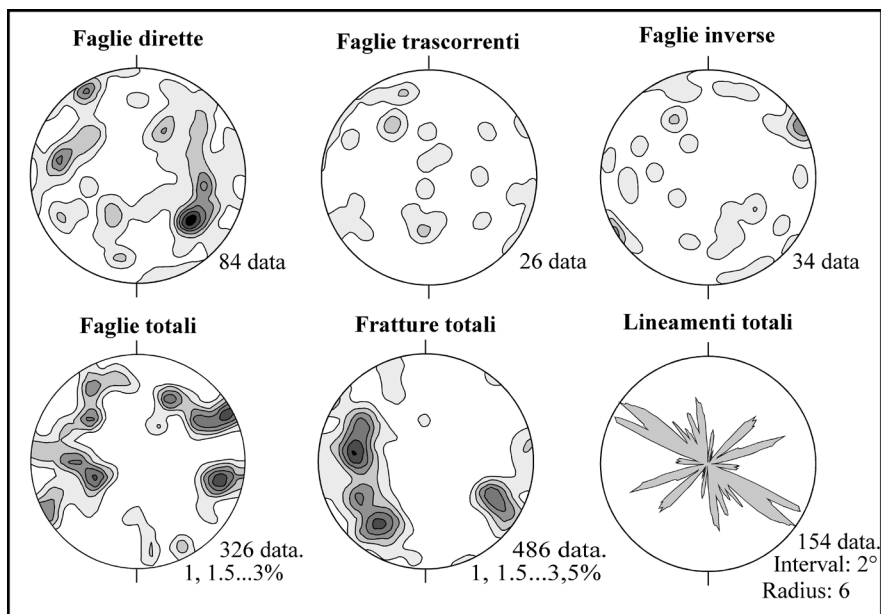


Fig. 26 - Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore) di poli di faglie, fratture e lineamenti da foto aerea descritti prevalentemente nelle formazioni carbonatiche affioranti sulle pendici meridionali e occidentali dei Monti Pisani e dei Monti d'Oltre Serchio.

Il s_1 è verticale e la direzione di estensione è circa ovest-nord-ovest/est-sud-est e orizzontale.

I dati relativi alle faglie dirette mettono in evidenza due sistemi di faglie nord-ovest/sud-est e nord-est/sud-ovest con direzioni di estensione circa ortogonali. Ammettendo una deformazione fragile estensionale caratterizzata da s_1 verticale e $s_2 = s_3$, una parte delle faglie trascorrenti potrebbero essersi formate sia precedentemente alle faglie dirette, ed essere state successivamente riutilizzate come superfici di debolezza durante la fase estensionale, sia contemporaneamente, ed aver agito come faglie di trasferimento accomodando spostamenti differenziali delle faglie dirette.

Queste ultime considerazioni sono in accordo con l'analisi della carta dei gradienti orizzontali delle anomalie di Bouger in CANTINI *et alii* (2000) che evidenzia dei minimi, interpretati come evidenze di faglie dirette sepolte a direzione appenninica, "decalate" lungo il bordo sud-ovest dei Monti Pisani da possibili strutture antiappenniniche di trasferimento.

Le faglie trascorrenti, infine, sono numericamente inferiori alle faglie dirette

ma sono ben raggruppate in direzione circa est-ovest, con immersioni verso nord, e in direzione nord-est/sud-ovest ed immersioni a sud-est (Fig. 26).

4.5. - LINEAMENTI DA FOTO AEREE

Per integrare le analisi delle strutture fragili effettuate sul terreno sono stati esaminati i lineamenti ricavabili da foto aeree, che permettono l'individuazione di fratture e faglie con lunghezza maggiore, difficilmente campionabili per mezzo della sola analisi alla mesoscala. Sono stati tracciati in tutto circa 800 lineamenti. Gli elaborati statistici dei lineamenti evidenziano due massimi principali: uno in direzione nord-ovest/sud-est circa parallelo al margine del rilievo ("direzione appenninica") ed uno in direzione ortogonale (detta "antiappenninica") (Fig. 26). Questi due massimi sono in accordo con le direzioni preferenziali ricavate da fratture, faglie e dall'allineamento delle cavità carsiche.

Nel settore compreso tra il Monte Castellare (San Giovanni alla Vena) fino a S. Giuliano Terme, le direzioni dei lineamenti mostrano tre massimi principali: uno più evidente orientato nord-nord-ovest/sud-sud-est e due secondari, uno orientato nord-est/sud-ovest e uno orientato nord-sud. Nella zona di Caprona-Calci il massimo principale è molto evidente, mentre è poco visibile il massimo orientato nord-sud.

In corrispondenza di S. Giuliano terme si nota un netto cambiamento di orientazione ed i lineamenti sono raggruppati in un massimo principale orientato nord-nord-est/sud-sud-ovest, seguito da un massimo secondario circa nord-sud, mentre la direzione nord-ovest/sud-est è minoritaria rispetto alle altre.

Più a nord, nella zona di Vecchiano, i due massimi (nord-ovest/sud-est e nord-est/sud-ovest) sono rappresentati in modo uguale mentre molto meno visibile è il massimo relativo orientato nord-sud.

VI - METAMORFISMO

1. - INTRODUZIONE

In questo capitolo vengono riportate le stime delle condizioni fisiche del metamorfismo subito dalle unità tettoniche del Monte Serra, di S. Maria del Giudice e della Falda Toscana. I risultati emersi dagli studi durante gli ultimi due decenni sono stati integrati con analisi più recenti che comprendono, oltre alle metodologie classiche, anche lo studio delle inclusioni fluide intrappolate nelle vene sin-tettoniche nell'Unità tettonica di Monte Serra.

Di seguito vengono riportati i risultati emersi da questi studi con un breve cenno alle metodologie sperimentali attraverso le quali tali risultati sono stati conseguiti. In Fig. 27 è riportata la localizzazione dei campioni analizzati.

2. - CARATTERI MINERALOGICI E RELAZIONI TRA DEFORMAZIONE E METAMORFISMO

Sulla base delle indagini strutturali alla meso e microscala è stato possibile stabilire che durante l'orogenesi alpina le Unità tettoniche del Monte Serra e di S. Maria del Giudice hanno subito un'evoluzione tettonica polifasata caratterizzata da almeno tre eventi deformativi principali (vedere Capitolo V) (CAROSI *et alii*, 1993; 1996).

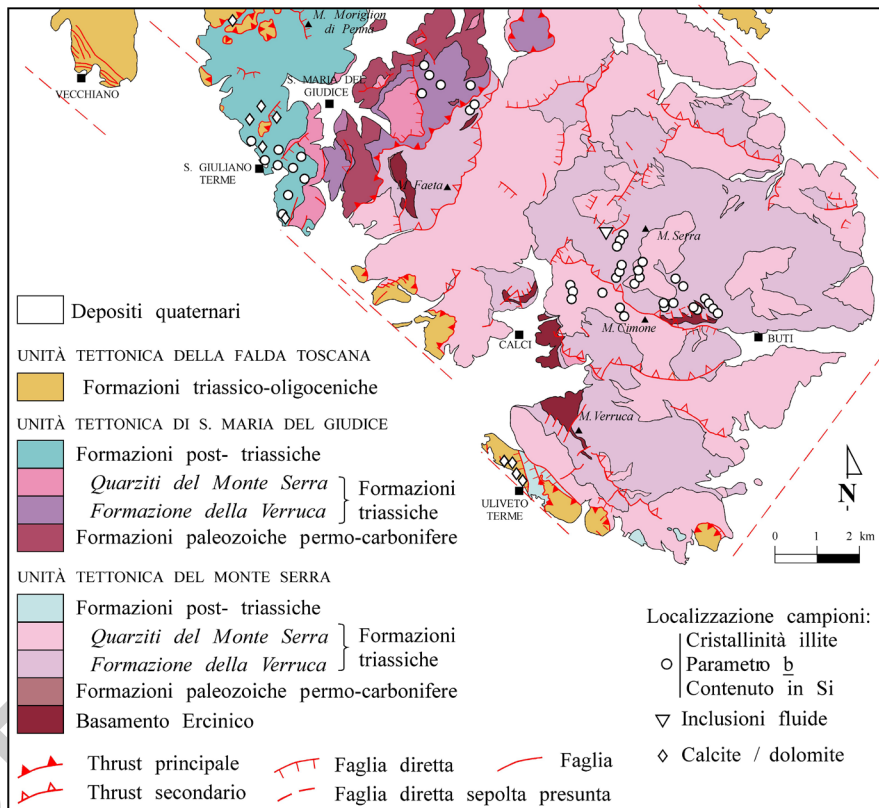


Fig. 27 - Localizzazione dei campioni analizzati nello studio del metamorfismo delle unità tettoniche dei Monti Pisani.

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI S. MARIA DEL GIUDICE

La foliazione S1 è una foliazione di piano assiale penetrativa di tipo “*slaty cleavage*” sin-metamorfica caratterizzata da un’evidente ricristallizzazione sin-cinematica. La foliazione S2 è molto poco espressa ed appare come un clivaggio di crenulazione spaziato non associato a blastesi metamorfica. Anche la foliazione S3 è rappresentata da un clivaggio di crenulazione spaziato. La foliazione S1 è ben visibile in tutti i litotipi contenenti un’importante componente pelitica, più raramente nelle rocce a prevalente composizione carbonatica nelle quali solo raramente i cristalli dei carbonati risultano morfologicamente appiattiti ed allungati lungo la foliazione S1. Nei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*, CCE)

la componente carbonatica rappresenta la quasi totalità della roccia. In queste rocce la ri-cristallizzazione di calcite e/o dolomite è pressoché completa con tessiture variabili da granoblastiche a subpoligonali.

Uno studio dettagliato dei caratteri mineralogici delle rocce appartenenti alle formazioni dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice è stato effettuato soltanto sui marmi della formazione dei Marmi dei Monti Pisani (CCE) (FRANZINI & LEZZERINI, 2003) e sui calcescisti della formazione dei Metacalcari con selce (CLF) (FRANZINI & LEZZERINI, 1998). Sulle rocce appartenenti alle altre formazioni non esistono studi specifici e sistematici fatta eccezione di alcuni campioni raccolti nella formazione degli Scisti sericitici (SSR) (CAROSI *et alii*, 1993).

I marmi della formazione dei Marmi dei Monti Pisani (CCE) sono costituiti per circa il 90-99% da calcite e dolomite in proporzioni variabili. La dolomite risulta abbastanza diffusa lungo tutta la formazione con contenuti variabili da <2% a ~99% (FRANZINI & LEZZERINI, 2003). I termini più ricchi in dolomite si ritrovano prevalentemente nella parte inferiore della formazione dove si alternano strati calcarei e strati dolomitici, quelli meno ricchi nella parte alta della formazione (FRANZINI & LEZZERINI, 2003). Le dimensioni medie dei granuli di dolomite oscillano tra 50 e 100 μm quelli della calcite tra 35 e 80 μm . I minerali non carbonatici sono rappresentati da muscovite, quarzo e albite neogenica. Tra i minerali accessori sono presenti ossidi ed idrossidi di ferro che frequentemente bordano i cristalli di dolomite o formano sottili vene che attraversano la matrice carbonatica (FRANZINI & LEZZERINI, 2003).

I calcescisti della formazione dei Metacalcari con selce (CLF) sono costituiti in prevalenza da calcite. La dolomite è rara e, quando presente, sempre in piccole quantità. Fatta eccezione delle liste di selce (costituite quasi interamente da quarzo) gli altri componenti sono quarzo (<1 - 8%), mica bianca potassica (<1 - 15%), clorite (<1 - 2%), albite (1 - 2%) e tracce di K-feldspato rinvenuto soltanto in alcuni campioni. I minerali accessori più comuni sono ossidi e idrossidi di ferro; nel residuo insolubile sono stati identificati otticamente anche piccoli granuli di tormalina (FRANZINI & LEZZERINI, 1998). Nei livelli più marnosi la muscovite, dopo la calcite, è il componente mineralogico più abbondante e può raggiungere fino al 35% del campione globale, mentre la clorite non supera mai il 3 - 4%. La mica bianca potassica e la clorite sono presenti sia come minerali detritici pre-metamorfici che come minerali metamorfici sin-S1. Tra i feldspati, l'albite è neogenica mentre nessuna indicazione viene data circa la possibile genesi del K- feldspato (FRANZINI & LEZZERINI, 1998).

Per quanto concerne la formazione degli Scisti sericitici (SSR) le osservazioni ottiche in sezione sottile di alcuni campioni e le analisi in diffrattometria di polvere a raggi-X effettuate sul campione globale e su vetrini orientati della frazione <2 μm indicano che l'associazione mineralogica più comune è rappresentata da calcite,

quarzo, mica bianca potassica, clorite e feldspati (tracce); accessori comuni ossidi di ferro (ematite), rari cristalli di apatite e pirite.

Nelle sezioni sottili esaminate è possibile riconoscere sulla foliazione S1 una ricristallizzazione sin-cinematica di calcite, quarzo, albite, clorite e ossidi opachi. La mica bianca potassica e la clorite sono presenti anche come minerali detritici pre-metamorfici.

2.2. - UNITÀ TETTONICA DEL MONTE SERRA

La fase deformativa D1 è stata la più intensa e caratterizzata dallo sviluppo di pieghe con associata una foliazione di piano assiale penetrativa S1 di tipo “*slaty cleavage*” sin-metamorfica con associata un’evidente ricristallizzazione sin-cinematica. Questa fase deformativa è ben visibile in tutti i litotipi, anche in quelli più grossolani ricchi in quarzo (Anageniti Grossolane, VEU₁) e, ad essa, è associata la maggior parte dei fenomeni blastici. La superficie S1 è materializzata da allineamenti di miche bianche e talvolta da piccoli blasti allungati di quarzo e feldspati (albite).

La seconda fase deformativa D2 è anch’essa associata allo sviluppo di pieghe con foliazione di piano assiale S2 che a seconda delle litologie può essere classificata come “*crenulation cleavage*” più o meno evoluto. Alla superficie S2 non è associata una blastesi metamorfica. La terza fase deformativa D3 è associata allo sviluppo di pieghe con foliazione S3 di piano assiale con le caratteristiche di un clivaggio di crenulazione occasionalmente associato a blastesi sin-cinematica di mica chiara

Nei metasedimenti del Verrucano s.l. l’associazione mineralogica più comune è data da quarzo + muscovite ± clorite ± paragonite ± pirofillite ± feldspati (K-feldspato + plagioclasio). Accessori comuni sono tormalina, ematite, magnetite, ilmenite, rutilo, apatite, zircone, goethite e lepidocrocite, questi ultimi presenti come prodotti di alterazione superficiale di ossidi di ferro preesistenti (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986; BALDELLI *et alii*, 1989; FRANZINI *et alii*, 2001).

Sulla base delle osservazioni ottiche in sezione sottile e di quelle al microscopio elettronico a scansione (SEM) è stato possibile distinguere i minerali clastici (pre-metamorfici) da quelli metamorfici. I minerali pre-metamorfici sono rappresentati da quarzo, fillosilicati (muscovite, clorite e rari cristalli molto alterati di biotite), minori quantità di feldspati (plagioclasio + K-feldspato) e tormalina. Il plagioclasio è trasformato quasi interamente in albite, mentre il K-feldspato è rappresentato da ortoclasio e microclino. L’ortoclasio è stato rinvenuto soprattutto nel membro delle Quarziti Bianco-Rosa (QMS₃), in quello delle Quarziti Viola Zonate (QMS₄) e più raramente in quello delle Quarziti Verdi (QMS₂).

I principali minerali metamorfici sin- o post-tettonici rispetto alla foliazione S1 sono rappresentati da quarzo + muscovite \pm pirofillite \pm paragonite \pm clorite \pm albite \pm K-feldspato. Tra i minerali metamorfici è stata segnalata anche la sporadica presenza della biotite (DESCHAMPS *et alii*, 1983) e di quella dubbia del cloritoide (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986). La presenza di questi due minerali rimane a tutt'oggi, tuttavia, ancora incerta, non essendo mai stata più segnalata in studi successivi. I feldspati di neoformazione sono rappresentati da albite pura e raro microclino (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986). Tra i fillosilicati, ad eccezione di muscovite e clorite, la cui ricristallizzazione sin-cinematica può essere messa in relazione sia alla prima fase deformativa (D1) che alla terza fase (D3), la paragonite e la pirofillite risultano sempre associate alla fase deformativa D1 e si sviluppano parallelamente alla superficie S1 (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986). La muscovite e il quarzo sono ubiquitari e da soli costituiscono generalmente più dell'80% dei campioni analizzati. Tra i fillosilicati anche la clorite è molto diffusa, ma quasi sempre in quantità modeste (<2 - 15%). La pirofillite è assai meno diffusa della clorite e anch'essa in quantità modeste (<2 - 15%). Nella formazione della Verruca (VEU) questo minerale è abbastanza frequente nel membro delle Anageniti Grossolane (VEU₁) e sporadicamente in quello degli Scisti Violetti (VEU₂) (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986). Con minore frequenza è stata rinvenuta anche nei membri delle Quarziti Viola Zonate (QMS₄), delle Quarziti Verdi (QMS₂) e Quarziti Bianco-Rosa (QMS₃) della formazione delle Quarziti del Monte Serra (FRANZINI *et alii*, 2001). La paragonite presenta una distribuzione e contenuti (<2 - 15%) abbastanza simili a quelli della pirofillite, minerale con il quale è spesso associata. Tra i minerali accessori di neoformazione la tormalina è piuttosto frequente e si ritrova sia sotto forma di piccoli cristalli ididiplastici che come bordi di crescita attorno a granuli di origine clastica, noti comunemente come tormalinoliti, (rappresentati sia da singoli granuli che da aggregati microcristallini); meno frequenti epidoti, ossidi opachi (ematite, magnetite e ilmenite) e pirite. L'ematite, all'interno del membro delle Anageniti Minute (VEU₃), degli Scisti Violetti (VEU₂) e delle Quarziti Viola Zonate (QMS₄) può raggiungere anche concentrazioni di qualche unità percentuale (<1-4%) (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986).

3. - GLI INDICATORI METAMORFICI E LE CONDIZIONI FISICHE DEL METAMORFISMO

Le condizioni termiche e bariche prossime al picco del metamorfismo delle unità tettoniche affioranti nei Monti Pisani sono state stimate sia attraverso le relazioni di fase tra i minerali metamorfici legati alla prima e più intensa fase deformativa sia attraverso alcuni indicatori del basso grado metamorfico quali l'indice di cristalli-

nità, il parametro h e il contenuto di Si della muscovite, il geotermometro calcite - dolomite e lo studio delle inclusioni fluide in vene sin tettoniche. Di seguito viene data una breve descrizione delle principali caratteristiche degli indicatori metamorfici utilizzati e della loro misura sperimentale.

3.1. - INDICATORI METAMORFICI: SINTESI DELLE METODOLOGIE

3.1.1. - *Indice di cristallinità dell'illite*

L'indice di cristallinità dell'illite o indice di Kubler (IK) (KUBLER, 1984; 1990) è molto usato per valutare il grado di maturazione di un sedimento durante il passaggio dalla diagenesi all'epizona e consiste nella misura della larghezza a metà altezza del picco a 10 \AA dell'illite, espresso in unità $^{\circ}\Delta 2\theta$. Tale indice diminuisce all'aumentare del grado di cristallinità del minerale e, quindi, con l'aumentare del grado metamorfico. Normalmente la sua misura viene effettuata sui preparati orientati della frazione $< 2 \mu\text{m}$ essiccati all'aria. Questo indicatore è molto utile per valutare variazioni anche modeste di grado metamorfico nel caso in cui venga applicato a formazioni caratterizzate da litologie molto simili, ma in ogni caso fornisce solo una stima molto grossolana delle temperature. Esso, infatti, risulta largamente influenzato, oltre che dalla temperatura, da molti altri fattori quali caratteristiche litologiche e chimiche della roccia, composizione chimica del minerale, maggiore o minore presenza di fluidi, stress tettonico, presenza di miche detritiche con una cristallinità diversa dall'illite (muscovite) di neoformazione, ecc. (FREY, 1987 con bibliografia). Assumendo come limiti diagenesi/anchizona e anchizona/epizona rispettivamente i valori di IK di 0.42 e 0.25 $^{\circ}\Delta 2\theta$ (KUBLER, 1984; 1990), le temperature corrispondenti a questi limiti risultano approssimativamente di 200 - 250 $^{\circ}\text{C}$ per il limite diagenesi/anchizona (KISCH, 1987) e di circa 300 - 350 $^{\circ}\text{C}$ per il limite anchizona/epizona (WEAVER & BROEKSTRA, 1984; NIEDEMAYR *et alii*, 1984). Poiché la determinazione della larghezza a metà altezza del picco a 10 \AA dell'illite dipende dalle condizioni sperimentali di misura, i valori di questo parametro devono essere normalizzati rispetto ad alcuni *standards* internazionali. I dati riportati posteriori al 1990, sono stati tutti normalizzati agli *standards* di Kubler (32, 34 e 35) che sono stati utilizzati come riferimento da questo autore per definire anche i limiti diagenesi/anchizona e anchizona/epizona.

3.1.2. - *Contenuto di Si e parametro \underline{b} della muscovite*

Nella muscovite il contenuto di Si è legato principalmente dalla sostituzione tschermakitica:



Questa sostituzione controlla oltre al contenuto di Si anche quello di $(Mg + Fe^{2+})$ (molecola celadonitica).

VELDE (1965, 1967) e MASSONNE & SCHREYER (1987) hanno mostrato che il contenuto di Si nella muscovite presente in rocce metamorfiche di basso grado, caratterizzate dall'associazione mineralogica limitante muscovite + quarzo + K-feldspato + biotite, è influenzato prevalentemente dalla pressione. Per quanto concerne il Verrucano s.l. dei Monti Pisani, poiché la presenza di biotite risulta incerta, può considerarsi associazione limitante nel senso di VELDE (1965, 1967) e di MASSONNE & SCHREYER (1987) quella a muscovite + quarzo + K-feldspato + clorite.

Il parametro \underline{b} della muscovite (indicato spesso come b_c) è stato usato per molti anni, nella regione del basso e bassissimo grado metamorfico (250 - 400° C), per una stima qualitativa della pressione (SASSI, 1972; SASSI & SCOLARI, 1974; GUIDOTTI & SASSI, 1976). Il valore di questo parametro, che dipende prevalentemente dal contenuto di $(Mg + Fe^{2+})$, analogamente al contenuto di Si, è correlato alla sostituzione tschermakitica (1) e quindi come quest'ultimo influenzato prevalentemente dalla pressione. FRANCESCHELLI *et alii* (1986, 1989), hanno mostrato, attraverso numerosi dati raccolti sulle muscoviti del Verrucano s.l. affiorante nell'Appennino settentrionale, che il parametro b (come del resto anche il contenuto di Si della muscovite) risulta largamente influenzato anche dalle caratteristiche chimiche e dal tipo di associazione mineralogica, in particolare dal grado di saturazione in Al della roccia madre. Per una corretta applicazione del parametro b è, inoltre, necessario che le rocce siano prive di ematite e/o magnetite (GUIDOTTI & SASSI, 1976), cioè che le rocce siano state metamorfosate in condizioni di bassa fugacità di ossigeno, in modo da poter escludere una significativa sostituzione dell'alluminio ottaedrico da parte di Fe^{3+} . L'applicazione del parametro \underline{b} come geobarometro richiede quindi un preventivo controllo chimico e mineralogico delle rocce alle quali viene applicato.

Il valore di questo parametro viene normalmente determinato in diffrazione di polveri a raggi-X misurando la distanza interplanare del riflesso 060 ($\underline{b} = 6 \times d_{(060, 331)}$) sia su polveri disorientate che su fettine di roccia tagliate perpendicolarmente alla foliazione.

3.1.3. - *Geotermometro calcite - dolomite*

Questo geotermometro si basa sul contenuto di MgCO_3 (moli%) nella calcite coesistente con dolomite (GOLDSMITH & GRAF, 1958; BIKE & POWELL, 1977). Esso dipende sostanzialmente dalla temperatura ed è praticamente indipendente dalla pressione. Nell'intervallo compreso tra 1 kbar e 10 kbar, per un incremento della pressione di 1kbar le temperature calcolate, a parità di contenuto di MgCO_3 , diminuiscono, infatti, soltanto di circa 5-6 gradi. Questo geotermometro può essere applicato anche a calciti e dolomiti contenenti Fe^{2+} purché sia noto il contenuto di questo elemento nei due carbonati (BIKE & POWELL, 1977). La composizione chimica della calcite e della dolomite viene normalmente determinata attraverso la microanalisi. Se il contenuto di Fe^{2+} nelle calciti è trascurabile, la determinazione del contenuto di MgCO_3 può essere effettuata con una buona precisione (± 0.2 moli %) anche in diffrattometria di polvere a raggi-X attraverso la misura della distanza interplanare del riflesso (104) della calcite (GOLDSMITH & GRAF, 1958). Questo geotermometro, sebbene possa essere utilizzato fino a ~ 250 °C, fornisce buoni risultati per temperature ≥ 300 °C.

3.1.4. - *Studio delle inclusioni fluide*

Le inclusioni fluide rappresentano piccole porzioni dei fluidi circolanti nella roccia durante la loro formazione o successiva deformazione. Il loro studio può fornire importanti indicazioni sulla composizione e sulle condizioni di pressione e temperatura dei paleo fluidi circolanti al momento del loro intrappolamento e quindi sulle condizioni termo-bariche.

In ogni studio sulle inclusioni fluide è necessario stabilire le relazioni cronologiche tra l'intrappolamento delle inclusioni fluide stesse e le fasi deformative presenti oltre che le relazioni temporali tra le inclusioni fluide e il minerale che le ospita.

Analisi petrografiche, svolte su sezioni doppio lucide con spessore variabile in base alla dimensione delle inclusioni, vengono condotte attraverso l'uso di un microscopio da petrografia. E' possibile distinguere inclusioni fluide primarie, cioè intrappolate durante la crescita del cristallo che le ospita, o secondarie, il cui intrappolamento è legato a deformazioni subite dal cristallo dopo la sua formazione, per esempio lungo piani di frattura.

A seconda che si studino inclusioni fluide primarie o secondarie si possono quindi ottenere informazioni su diversi momenti della storia deformativa di una certa unità tettonica.

Lo studio petrografico è seguito da analisi microtermometriche.

Le analisi microtermometriche, non distruttive, vengono eseguite mediante una piattaforma riscaldante-raffreddante montata su un microscopio da petrografia dotato di obiettivi a lunga distanza focale. Esse sono finalizzate a definire la composizione delle inclusioni fluide in base all'osservazione, al loro interno, di passaggi di fase durante cicli di raffreddamento e riscaldamento ($-180^{\circ}\text{C} / +600^{\circ}\text{C}$).

Le analisi microtermometriche sono state eseguite mediante una piattaforma di tipo Linkam e l'accuratezza delle misure è stata di $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$, nei cicli di raffreddamento, e di $\pm 1^{\circ}\text{C}$ in quelli di riscaldamento. I rapporti volumetrici tra fase gassosa e liquida sono stati stimati otticamente a temperatura ambiente.

Analisi Raman sono necessarie per determinare l'esatta composizione della fase gassosa e vengono condotte su singole inclusioni fluide (BURKE, 2001 con bibliografia). Le composizioni delle fasi gassose delle inclusioni fluide campionate per questo studio sono state analizzate con uno spettrometro Raman DILOR X-Y situato presso i laboratori del CREGU- GR2 (CNRS) a Nancy (Francia).

Una volta stabilita la composizione totale delle inclusioni e la loro densità, è possibile, tramite software opportuni, calcolare le isocore rappresentative delle singole inclusioni, che contribuiscono a definire il percorso P-T dei campioni studiati.

Durante questo lavoro le isocore sono state calcolate usando il metodo di BAKKER (1999) basato sull'equazione di stato di BOWERS & HELGESON (1983).

3.2. - CONDIZIONI FISICHE DEL METAMORFISMO

3.2.1. - *Unità tettonica della Falda Toscana*

Su questa Unità non esistono dati sul metamorfismo se non alcune determinazioni di temperatura effettuate su campioni di rocce carbonatiche provenienti da alcuni affioramenti situati nel versante meridionale dei Monti Pisani, nei pressi dei paesi di Caprona e Uliveto. Questi affioramenti, costituiti per lo più da calcari dolomitici associati a modesti spessori di dolomie in strati e banchi, sebbene siano stati attribuiti alla formazione dei Grezzoni (**GRE**) e quindi all'Unità tettonica di S. Maria del Giudice (RAU & TONGIORGI, 1974), presentano caratteri stratigrafici assimilabili alla porzione inferiore della formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* (**RET**) della Falda Toscana che, rispetto all'Unità tettonica di S. Maria del Giudice, è caratterizzata da un metamorfismo significativamente più basso (CERRINA *et alii*, 1983; MONTOMOLI *et alii*, 2001). Per stabilire l'appartenenza di questi affioramenti ad una delle due unità, su 9 campioni sono state determinate, attraverso il geotermometro calcite-dolomite, le temperature di metamorfismo. L'intervallo dei valori del contenuto di MgCO_3 (moli%) nella calcite, determinati in diffrattometria a rag-

gi -X, e le temperature calcolate per una pressione di 3 kb, sono riportate in Tab. 1. Nelle rocce carbonatiche esaminate, il contenuto di $MgCO_3$ (moli%) varia da 0.6 a 1.4 moli % con temperature comprese tra 220 e 315 °C. Considerando i 5 campioni con i contenuti più alti di $MgCO_3$, il valore medio calcolato si aggira intorno a 1.2 ± 0.2 moli%, cui corrisponde una temperatura di $\sim 290 \pm 30$ °C, significativamente più bassa di quella determinata nei marmi dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice (~ 380 °C). Questo dato geotermometrico sembra quindi confermare una attribuzione di questi affioramenti carbonatici alla formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* (RET) e quindi all'Unità tettonica della Falda Toscana con conseguente cambiamento di posizione in carta del contatto tettonico tra le due unità rispetto a quanto proposto da RAU & TONGIORGI (1974).

Tab.1 - *Contenuti di $MgCO_3$ nella calcite (coesistente con dolomite) e temperature di metamorfismo nelle rocce attribuite alla formazione dei Grezzoni (GRE) affiorante nei pressi di Uliveto Terme (Pi).*

<i>n</i>	$MgCO_3$ (moli%)	T °C	<i>n</i>	$MgCO_3$ (moli%) _{max}	T °C _{max}
9	0.6 - 1.4	220 - 315	5	0.9 - 1.4 (1.2)	265 - 315 (290)

n = numero campioni;

(moli)_{max} = contenuti massimi di $MgCO_3$;

T °C_{max} = temperature massime

Le temperature stimate per questa unità, appaiono, tuttavia, apparentemente troppo alte rispetto al valore medio dell'indice di cristallinità dell'illite ($0.40^\circ \pm 0.10^\circ \Delta 2\theta$) misurato su quattro campioni raccolti nella stessa formazione, affiorante nei Monti d'Oltre Serchio, (circa 10 km più ad ovest, in prossimità del paese di Avane) (CERRINA *et alii*, 1983), che indica condizioni metamorfiche corrispondenti al limite diagenesi-anchizona (200-250 °C). Va comunque sottolineato che questo valore (come risulta anche dall'alta deviazione standard calcolata) si riferisce a 4 misure eseguite su campioni di colore molto diverso. Sebbene prelevati a pochi metri di distanza, due di questi erano stati raccolti in rocce pelitiche color avana mentre gli altri due in peliti molto scure. Ai due campioni di colore avana, privi o quasi di carbonio organico (~ 0.07 % in peso), erano associati i più bassi valori di IK ($\sim 0.30^\circ \Delta 2\theta$), mentre ai due campioni di colore scuro, più ricchi in carbonio organico ($\sim 2.21\%$) i più alti valori ($\sim 0.50^\circ \Delta 2\theta$) di questo indice. La presenza di quantità significative di materiale organico, che come è noto inibisce il processo di ricristallizzazione dell'illite (FREY, 1987), era stata invocata da CERRINA *et alii* (1983) per giustificarne gli elevati valori di IK osservati in questi ultimi campioni, ritenuti anomali non solo per le loro particolari caratteristiche litologiche, ma anche per la posizione strutturale degli affioramenti dai quali essi provenivano. Valori dell'indice di cristallinità così elevati ($\sim 0.50^\circ \Delta 2\theta$) apparivano, infatti, in forte

contrasto con la distribuzione di questo indicatore metamorfico che, a scala regionale, mostrava un progressivo aumento, passando dagli affioramenti delle zone più interne (situati a sud-ovest) a quelli delle zone più esterne (situati a nord-est) della catena Appenninica. In questo contesto gli affioramenti dei Monti d'Oltre Serchio, ubicati in posizione piuttosto occidentale, avrebbero dovuto presentare un valore dell'indice di cristallinità molto più vicino a quello di $0.30 \Delta 2\theta$ misurato proprio nei due campioni privi o quasi di sostanza organica. Questo ultimo valore appare più consistente anche con le temperature (~ 290 °C) stimate per gli affioramenti (attualmente attribuiti alla formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta*, **RET**) presenti nella parte meridionale dei Monti Pisani nei pressi del paese di Caprona, la posizione strutturale dei quali è da considerarsi la stessa di quella degli affioramenti dei Monti D'Oltre Serchio.

3.2.2. - Unità tettonica di S. Maria del Giudice

Le conoscenze sulle condizioni metamorfiche di questa Unità tettonica riguardano essenzialmente le temperature determinate nei marmi della formazione dei Marmi dei Monti Pisani (**CCE**) attraverso il geotermometro calcite-dolomite. Stime più grossolane di questa variabile sono deducibili anche dall'indice di cristallinità dell'illite misurato nelle metapeliti appartenenti alle formazioni dei Metacalcari con selce (**CLF**), dei Calcari e marne a Posidonia (**POD**) e degli Scisti sericitici (**SSR**).

Il contenuto di $MgCO_3$ (moli%) nella calcite utilizzato per calcolare le temperature di metamorfismo nei marmi (Bike & Powell, 1977), è stato determinato in diffrazione a raggi-X su circa 23 campioni da Carosi et alii (1993) e su circa 59 campioni da Franzini & Lezzerini (1998). Su alcuni campioni il contenuto di $MgCO_3$ è stato determinato anche attraverso la microanalisi (Carosi et alii, 1993). I risultati delle analisi diffrattometriche e di quelle microanalitiche sono sintetizzati in Tab. 2.

In questa tabella, per tutti i campioni analizzati, è riportato l'intervallo del contenuto di $MgCO_3$ misurato e le relative temperature calcolate ad una pressione di 4 kbar. Per i campioni esaminati da CAROSI et alii (1993) viene riportato, separatamente, anche l'intervallo delle temperature e il valore medio di questo parametro calcolato con i contenuti più alti di $MgCO_3$, normalmente presi come riferimento per il calcolo delle temperature massime raggiunte durante il metamorfismo. Il valore medio relativo ai valori più alti di $MgCO_3$ è di circa 2.2 (moli%) per i dati diffrattometrici e di circa 1.90 (moli%) per i dati microanalitici ai quali corrispondono temperature rispettivamente di $\sim 380 \pm 30$ °C e di $\sim 360 \pm 20$ °C. Per quanto concerne i dati raccolti da FRANZINI & LEZZERINI (1998), è disponibile solo l'inter-

vallo di variazione del contenuto di $MgCO_3$ (0.8 e 2.4 mol%) osservato sull'insieme di tutti i campioni. I valori che delimitano questo intervallo (0.8 - 2.4 mol%) non differiscono sostanzialmente da quelli riportati da CAROSI *et alii* (1993) (1.0 - 2.6 mol%). L'ampia variabilità dei contenuti di $MgCO_3$ delle calciti osservata nei marmi dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice è piuttosto comune in rocce carbonatiche che hanno subito un metamorfismo regionale. Generalmente i valori più bassi di $MgCO_3$ non vengono considerati per il calcolo delle temperature perché sono interpretati come dovuti ad una perdita di Mg da parte della calcite durante i processi deformativi successivi al picco del metamorfismo (KRETZ, 1988) e/o ad un non perfetto riequilibrio dei carbonati al picco del metamorfismo (DI PISA *et alii*, 1985; FAIRCHILD, 1985) e/o dovuti a possibili smescolamenti di dolomite durante i processi retrometamorfici. Nel caso dei marmi dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice l'assenza di zonature e di smescolamenti di dolomite risultante dalle osservazioni eseguite al microscopio elettronico a scansione sembrano suggerire che la perdita di $MgCO_3$ da parte delle calciti sia imputabile principalmente a processi di ri-cristallizzazione avvenuti a temperature più basse di quelle del picco del metamorfismo durante le fasi tardive di deformazione.

Tab. 2- Contenuti di $MgCO_3$ nella calcite (coesistente con dolomite) e temperature di metamorfismo nei marmi della formazione dei Marmi dei Monti Pisani (CCE)

	Diffrattometria a raggi-X					
	<i>n</i>	$MgCO_3$ (mol%)	T °C	<i>n</i>	$MgCO_3$ (mol%) _{max}	T °C _{max}
CAROSI <i>et alii</i> (1993)	23	1.0-2.6	285-400	7	1.8-2.6 (2.0)	350-400 (380)
FRANZINI & LEZZERINI (1998)	59	0.8-2.4	250-390			
	Microanalisi					
	<i>n</i>	$MgCO_3$ (mol%)	T °C	<i>n</i>	$MgCO_3$ (mol%) _{max}	T °C _{max}
CAROSI <i>et alii</i> (1993)	6	1.54 -1.97	320 - 360	4	180-1.97 (1.90)	350-380 (360)

n = numero campioni;

(mol%)_{max} = contenuti massimi di $MgCO_3$

T °C_{max} = temperature massime

L'indice di cristallinità dell'illite misurato sui metasedimenti appartenenti ad alcune formazioni di questa Unità tettonica è riportato in Tab. 3 (CAROSI *et alii*, 1993; FRANZINI & LEZZERINI, 1998).

Tab. 3 - Distribuzione dell'indice di cristallinità dell'illite in alcune formazioni appartenenti all'Unità tettonica di S. Maria del Giudice.

formazione	n	°Δ2θ intervallo	media	deviazione standard
Metacalcari con selce (CLF)*	3	0.25 - 0.23	0.24	0.01
Metacalcari con selce (CLF)**	24	0.19 - 0.29	0.24	0.03
Calcari e marne a Posidonia (POD)	7	0.18 - 0.25	0.23	0.02
Scisti sericitici (SSR)	10	0.17 - 0.23	0.22	0.02
	44	0.17 - 0.29	0.23	0.02

* CAROSI *et alii* (1993)

** FRANZINI & LEZZERINI (1998)

La distribuzione dei valori dell'indice IK nelle tre formazioni campionate risulta, in generale, abbastanza simile con i valori medi di 0.22 ± 0.02 °Δ2θ nella formazione degli Scisti sericitici (SSR), di 0.23 ± 0.02 °Δ2θ nella formazione dei Calcari e Marne a Posidonia (POD) e di 0.24 ± 0.03 °Δ2θ nella formazione dei Metacalcari con selci (CLF), valore quest'ultimo che è lo stesso sia per i dati raccolti da CAROSI *et alii* (1993) che per quelli raccolti da FRANZINI & LEZZERINI (1998). Se si prescindere dal tipo di formazione i valori di IK variano da 0.17 a 0.29 °Δ2θ con un valore medio di 0.23 ± 0.0235 °Δ2θ leggermente al di sotto del limite anchizona-epizona (0.25 °Δ2θ) che, pur considerando il significato semiquantitativo di questo indicatore, è coerente con le temperature determinate nei marmi. Il valore di IK determinato nelle metapeliti di questa Unità risulta mediamente, un po' più basso di quello misurato nei campioni del Verrucano s.l. (Unità tettonica del Monte Serra) (0.26 °Δθ). Tenuto conto dei numerosi fattori che oltre alla temperatura possono influenzare questo indicatore, a parità di grado metamorfico, differenze simili (o anche maggiori) a quelle osservate tra le due unità, molto diverse per quanto concerne i loro caratteri litostratigrafici, sono da ritenersi possibili.

Differenze analoghe, non di rado, caratterizzano anche serie di campioni di una stessa formazione, raccolti in periodi diversi e distanti nel tempo.

Il confronto tra i valori di IK misurati negli Scisti sericitici (SSR) da CAROSI *et alii* (1993) e quelli misurati più recentemente su 14 campioni di questa stessa formazione, molto ricchi in frazione pelitica, evidenzia bene queste possibili variazioni. Come mostrato nell'istogramma di Fig. 29b, i valori dell'indice di cristallinità dell'illite misurati sono compresi tra 0.21 e 0.28 °Δ2θ con un valore medio di 0.25 ± 0.02 °Δ2θ che risulta significativamente più alto di quello riportato da CAROSI *et alii* (1993: 0.22 ± 0.02) e più vicino, ad esempio, al valore medio di 0.26 °Δ2θ misurato nei metasedimenti del Verrucano s.l.. Se si considera inoltre che i tre valori più bassi di IK misurati (0.20 , 0.22 e 0.23 °Δ2θ) si riferiscono, come mostrato in Fig. 27, a campioni raccolti in prossimità di una zona che è stata interessata da un

elevato stress tettonico a causa del sovrascorrimento della Falda Toscana sull'Unità tettonica di S. Maria del Giudice, e quindi suscettibili di contenere illite con una cristallinità maggiore, il valore medio di IK, senza questi campioni, risulta addirittura di $0.26 \text{ } ^\circ\Delta 20$.

3.2.3. - Unità tettonica del Monte Serra

Nel diagramma P-T di Fig. 28 viene mostrato, per l'associazione limitante muscovite-biotite-K-feldspato-quarzo, l'andamento delle curve relative al contenuto di Si della muscovite (espresso in atomi p.f.u. calcolati su 22 ossigeni) calcolate da VELDE (V) (1965, 1967) e da MASSONE & SCHREYER (M) (1987). Nella stessa figura sono riportate anche alcune reazioni metamorfiche relative ai silicati di alluminio, sulla base delle quali FRANCESCHELLI *et alii* (1989) hanno suddiviso il Verrucano toscano s.l. in quattro zone a grado metamorfico crescente: 1) zona a caolinite + quarzo (pozzo Perugia 2); 2) zona a caolinite + pirofillite + quarzo (Monte Argentario, parte del Verrucano affiorante nelle aree dei Monti Leoni e di Monticiano-Roccastrada; 3) zona a pirofillite + quarzo (Monti Pisani, Iano, parte degli affioramenti dei Monti Leoni e di Monticiano- Roccastrada e Isola d'Elba); 4) zona a cianite + quarzo (Unità tettonica di Massa e alcuni pozzi di Larderello).

Per il Verrucano dei Monti Pisani, caratterizzato dall'associazione pirofillite + quarzo di particolare interesse, in Fig. 28, sono le reazioni $\text{caolinite} + \text{quarzo} = \text{pirofillite} + \text{H}_2\text{O}$ e $\text{pirofillite} = \text{cianite} + \text{quarzo} + \text{H}_2\text{O}$ che delimitano il campo di pressioni e temperature entro il quale è stabile l'associazione pirofillite + quarzo. Sulla base dei contenuti più alti di Si (~ 6.7 atomi p.f.u. su 22 ossigeni) determinati nelle muscoviti presenti in associazioni a bassa varianza del tipo $\text{Ms} \pm \text{Chl} \pm \text{Ab} \pm \text{K-feld}$ (sottosature o prossime alla sottosaturazione in Al) (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986) dalla Fig.6.2 si stimano con le curve di VELDE (1965, 1967) pressioni di $\sim 3 - 4$ kbar per temperature comprese nell'intervallo $300 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 400$ mentre con le curve di MASSONE & SCHREYER (1987) pressioni di $\sim 8 - 9$ kbar per temperature comprese nell'intervallo $350 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 450$. Sulla base dello spessore dei sedimenti appartenenti alle Unità liguri e toscane sovrastanti il Verrucano s.l., il cui valore è stato stimato da CARMIGNANI *et alii* (1978) e da KLIFFIELD (1979) di ~ 12 km, FRANCESCHELLI *et alii* (1986) hanno ritenuto più plausibili per il Verrucano s.l. dei M. Pisani pressioni di $\sim 3 - 4$ kbar, molto prossime cioè a quelle determinate con le curve di VELDE (1965, 1967), sulla base del carico litostatico delle unità tettoniche sovrastanti.

Dati più recenti, raccolti in altri affioramenti di Verrucano s.l. dell'Appennino Settentrionale (Argentario, Monti Leoni, Iano, Unità tettonica di Massa), sembrano, tuttavia, suggerire pressioni più elevate (8 - 10 kbar), più vicine cioè a quelle

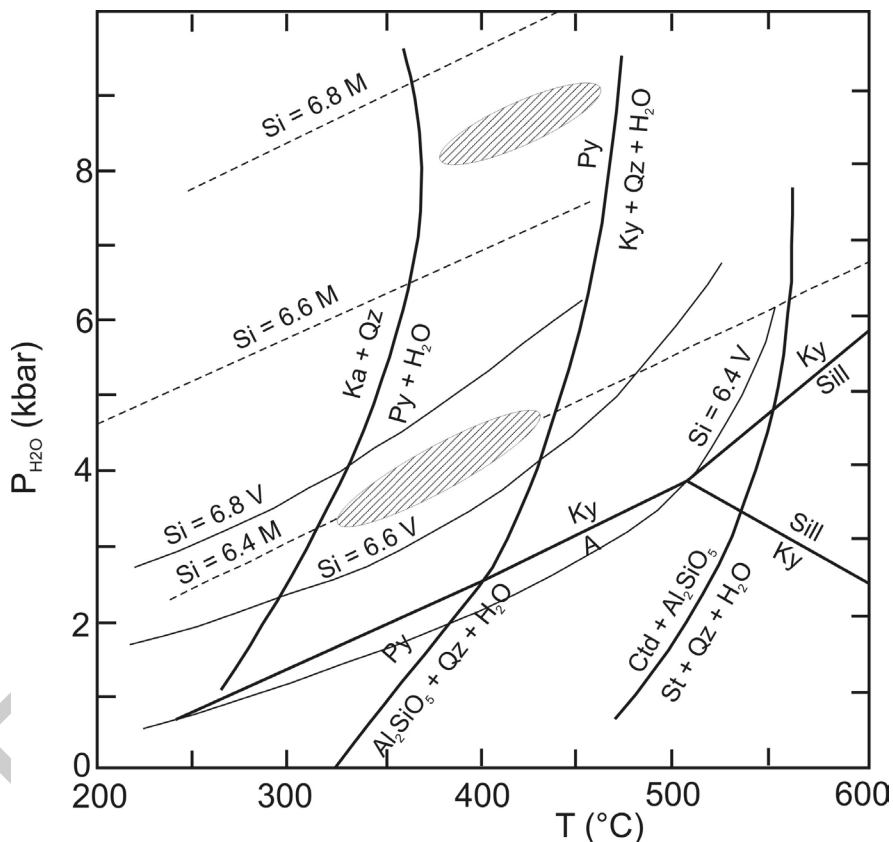


Fig. 28 - Diagramma Pressione - Temperatura e curve relative al contenuto di Si nella muscovite calcolate da VELDE (1965, 1967), V, e da MASSONE & SCHREYER (1987), M, per l'associazione limitante muscovite - biotite - K-feldspato - quarzo. I campi in grigio rappresentano le pressioni stimate da FRANCESCHELLI *et alii* (1986) per il Verrucano s.l. dei Monti Pisani sulla base dei contenuti di Si (~ 6.7 atomi p.f.u. su 22 ossigeni) determinati nelle muscoviti presenti in associazioni a bassa varianza del tipo $Ms \pm Chl \pm Ab \pm K\text{-feld}$ utilizzando i due tipi di curve.

calcolate con le curve di MASSONE & SCHREYER (1987). Il ritrovamento della carpholite ricca in Mg (associata a vene di quarzo sin-foliazione S1) negli affioramenti di Verrucano s.l. del M. Argentario (THEYE *et alii*, 1997) e in quelli della sotto-Unità tettonica di Montepescali-Monte Quoiò-Iano (GIORGETTI *et alii*, 1998) (Toscana meridionale) e lo studio sugli equilibri di fase tra quarzo - muscovite - H₂O - pirofillite - cloritoide - clorite sembrano, infatti, indicare per questi affioramenti valori di pressione di circa 8 - 10 kbar. I dati raccolti da questi autori modificano sostanzialmente anche la zoneografia metamorfica proposta da FRANCESCHELLI *et alii*

(1986), inserendo tutti gli affioramenti della Toscana meridionale, compresi quelli del M. Argentario e parte degli affioramenti dei Monti Leoni e di Monticiano-Roccastrada) nella zona a pirofillite + quarzo, in quanto la caolinite viene considerata legata a processi retrometamorfici. Pressioni analoghe vengono suggerite da MOLLI *et alii* (2000) anche per il Verrucano dell'Unità tettonica di Massa (zona a cianite + quarzo). Alla luce di questi nuovi dati e' quindi probabile che, anche per il Verrucano s.l. dei Monti Pisani, le pressioni corrispondenti al picco del metamorfismo, possano essere state più alte e simili a quelle determinate con le curve di MASSONE & SCHREYER (1987) (MONTOMOLI, 2002) (Fig. 28).

Per il Verrucano s.l. dei Monti Pisani una stima qualitativa della pressione è stata effettuata anche attraverso il parametro \underline{b} della muscovite (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986, 1989). I dati raccolti da questi autori indicano che questo parametro varia in un intervallo molto ampio compreso tra 8.995 e 9.065 Å e che il suo valore è fortemente influenzato dalle caratteristiche chimiche e mineralogiche delle rocce. Nelle associazioni mineralogiche a bassa varianza caratteristiche di sistemi ricchi in Al (Ms + Qtz + Prl ± Su ± Chl) il parametro \underline{b} varia da 8.995 a 9.015 Å (valore medio = 9.001 Å), nelle associazioni a bassa varianza povere in Al (Ms + Qtz + Chl ± Ab + K-feld tra 9.04 a 9.065 Å, valore medio = 9.056 Å), mentre nelle associazioni ad alta varianza muscovite + quarzo ± albite ± clorite ± paragonite (prive cioè di pirofillite e K-feldspato) tra 9.00 e 9.055 Å (valore medio = 9.04 Å). Sulla base della scala geobarometrica proposta da GUIDOTTI & SASSI (1986) per le associazioni a più alta varianza muscovite + quarzo ± albite ± clorite, il valore medio del parametro b (9.04 Å) indica condizioni geobarometriche al limite tra le alte e le medie pressioni (~ 4-6 kbar). Per le associazioni a bassa varianza ricche in Al-muscovite + quarzo ± paragonite ± pirofillite ± clorite (o sudoite) il valore medio di questo parametro ($b = 9.001$ Å), prendendo come riferimento la scala geobarometrica proposta da FRANCESCHELLI *et alii* (1989), indica condizioni geobarometriche leggermente più basse, corrispondenti a pressioni intermedie (~3-5 kbar).

Per quanto concerne le temperature di metamorfismo per l'Unità tettonica del Monte Serra non esistono, al momento, altre stime se non quelle (molto grossolane), basate sui valori della cristallinità dell'illite (FRANCESCHELLI *et alii*, 1991a). Nei metasedimenti di questa unità, il valore dell'indice IK varia da 0.20 a 0.32 °Δ2θ con un valore medio di 0.26 ± 0.025 (s) (FRANCESCHELLI *et alii*, 1991a) (Tab. 4). I dati riportati da questi autori si riferiscono a campioni contenenti prevalentemente muscoviti sin-S1 (privi o quasi di miche detritiche e/ o di muscoviti sin-S2) e privi o contenenti piccole quantità di paragonite. Questo fillosilicato, infatti, se presente in quantità significative, può disturbare la misura dell'indice IK in quanto il picco basale a ~ 9.66 Å della paragonite interferisce con quello a ~10 Å della muscovite. Questi valori, che dovrebbero corrispondere a muscoviti sin-S1, si collocano al limite anchizona - epizona, con temperature massime intorno a ~350 °C.

Tab. 4 - Distribuzione dell'indice di cristallinità dell'illite nel Verrucano s.l. dei Monti Pisani

tipo litologico	n	°Δ2θ intervallo	media	deviazione standard
Quarziti Viola-Zonate (QMS ₄) Quarziti Bianco - Rosa (QMS ₃) Quarziti Verdi (QMS ₂)	11	0.20 - 0.29	0.25	0.030
Scisti Verdi (QMS ₁)	4	0.25 - 0.32	0.27	0.030
Anageniti Minute (VEU ₃)	5	0.24 - 0.27	0.25	0.015
Scisti Violetti (VEU ₂)	4	0.22 - 0.29	0.26	0.030
Anageniti Grossolane (VEU ₁)	5	0.26 - 0.29	0.28	0.015

Nell'istogramma di Fig. 29a, vengono anche mostrati i valori di IK misurati su 14 campioni provenienti dal membro degli Scisti violetti (VEU₂) quattro dei quali raccolti in piccole scaglie tettoniche contenute all'interno della formazione del Calcare Cavernoso (CCA) dell'Unità tettonica della Falda Toscana. In questi campioni l'indice di Kubler è stato misurato anche su campioni contenenti quantità significative di paragonite in quanto è stato impiegato un programma di deconvoluzione (WINFIT) che consente di separare il picco basale della mica potassica da quello della mica sodica. Nell'istogramma di Fig. 29a, i quattro campioni provenienti dalle scaglie tettoniche sono in grigio. Nel loro insieme i dati raccolti risultano molto

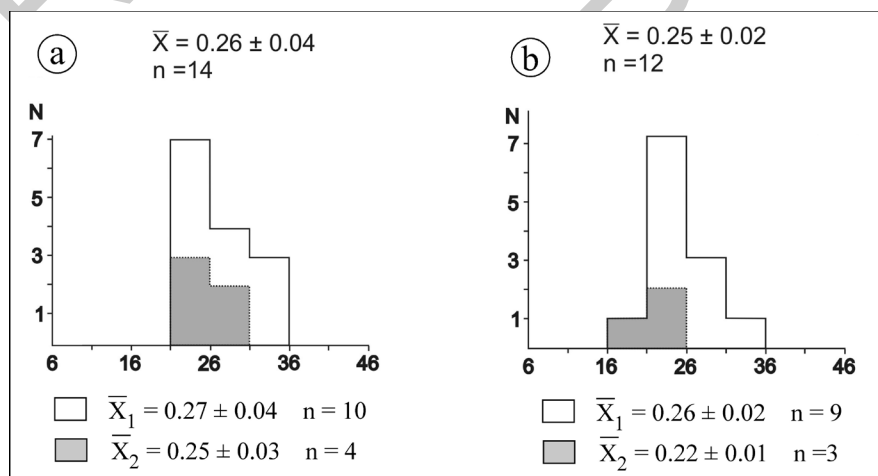


Fig. 29 - Iistogrammi dei valori di IK di cristallinità dell'illite per campioni provenienti dall'Unità tettonica del Monte Serra (a) e dall'Unità tettonica di S. Maria del Giudice (b).

simili a quelli raccolti da FRANCESCELLI *et alii* (1991a), con valori di IK compresi tra 0.22 e 0.33 °Δ2θ ed un valore medio di 0.27 ± 0.03 °Δ2θ. Il grafico mostra anche come i valori di IK dei campioni provenienti dalle scaglie siano in media leggermente più bassi degli altri 10 raccolti nel membro degli Scisti Violetti (VEU₂) (0.25 contro 0.27 °Δ2θ). Sebbene il numero complessivo di questi campioni non sia elevato e le variazioni di IK osservate rientrino ampiamente nella normale variabilità che questo indice presenta in campioni provenienti dalla stessa formazione, i più bassi valori osservati nelle scaglie contenute nel Calcare cavernoso (CCA) potrebbero essere messi in relazione anche ad una parziale ri-cristallizzazione della mica bianca potassica durante il sovrascorrimento tettonico della Falda Toscana sopra le successioni triassiche silicoclastiche del Verrucano s.l.. Un incremento della cristallinità dell'illite in corrispondenza di sovrascorrimenti tettonici è stato, infatti, osservato in molte altre aree (KUBLER, 1967; FREY *et alii*, 1973; ALDHAN & MORAD, 1986, FRANCESCELLI *et alii*, 1994).

3.2.3.1. - Analisi delle inclusioni fluide

Sui Monti Pisani sono presenti numerose fratture e vene riempite da quarzo e clorite sviluppatasi durante vari stadi della storia deformativa in seguito a fenomeni di *boudinage* e piegamento di strati spessi e competenti (vedere Capitolo 5). Il quarzo, molto spesso, riesce a intrappolare durante la sua crescita i fluidi metamorfici che circolano durante la deformazione. Inclusioni fluide nel quarzo dei Monti Pisani sono state segnalate e studiate da DINI *et alii* (1998) e MONTOMOLI (2002).

Lo studio delle inclusioni fluide finalizzato ad indagare le condizioni termo-bariche delle unità tettoniche è stato condotto nell'Unità tettonica del Monte Serra. Le inclusioni fluide analizzate sono state intrappolate in vene sin tettoniche, sviluppatasi durante la prima fase deformativa D1, affioranti sul versante meridionale del Monte Cascetto nel membro delle Anageniti Minute (VEU₃) della formazione della Verruca (MONTOMOLI, 2002) (Fig. 30).

Il sistema di vene fa parte di uno dei più importanti sistemi di vene riconosciuti nei Monti Pisani, sia per dimensioni che per ampiezza dell'area interessata, ed appartiene al sistema di vene M. Cascetto-Costa Moriglione (DINI *et alii*, 1998). Per una descrizione dettagliata si rimanda al Capitolo 9.

Le vene hanno alcuni metri di lunghezza e circa un metro di spessore e presentano una composizione prevalentemente quarzosa con rari aggregati di pirofillite (DINI *et alii*, 1998).

Analisi petrografiche, microtermometriche e Raman, condotte su sezioni doppio lucide spesse circa 200-250 μm, hanno messo in evidenza la presenza di un solo tipo di inclusioni fluide che a temperatura ambiente si presentano trifasiche con la presenza di un liquido acquoso e di una fase carbonica sia allo stato liquido

che gassoso (Fig. 30).

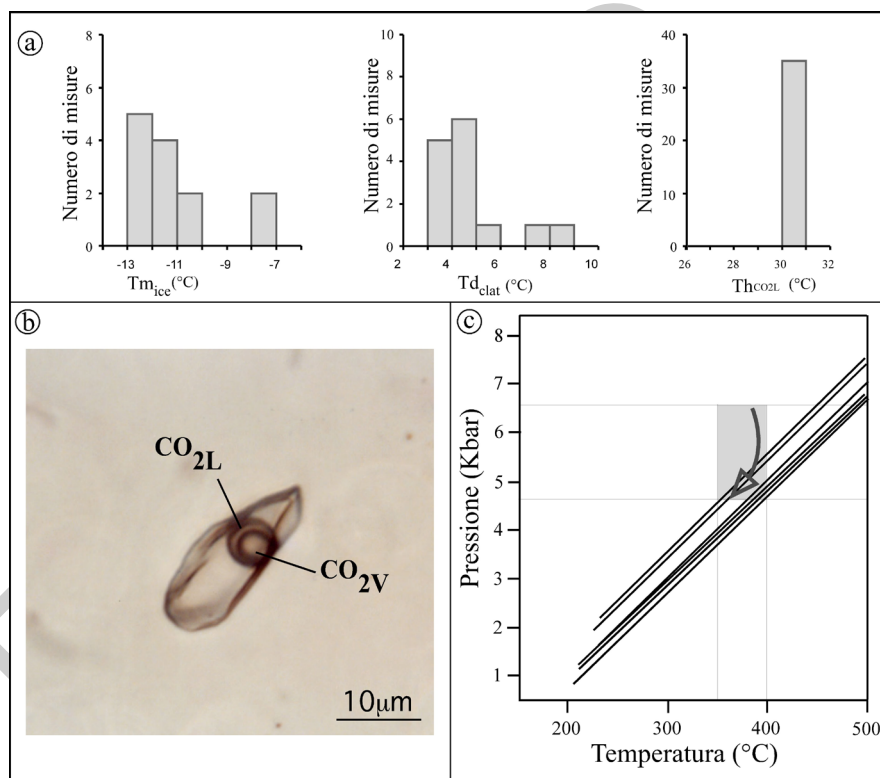


Fig. 30 - a) Istogrammi relativi ai dati microtermometrici delle inclusioni fluide analizzate. Le temperature riportate sono in gradi centigradi ($T_{m_{ice}}$: temperatura di fusione del ghiaccio; $T_{d_{clat}}$: temperatura di dissociazione del clatrato; $T_{h_{CO_2L}}$: temperatura di omogeneizzazione della CO_2); b) esempio di inclusione fluida trifasica dove è ben visibile il doppio menisco dovuto alla presenza di CO_2 ; c) Isocore rappresentative delle inclusioni fluide studiate. L'area punteggiata corrisponde alle possibili condizioni di intrappolamento delle inclusioni e la freccia indica il percorso P-T subito.

Le inclusioni mostrano rapporti volumetrici tra le diverse fasi costanti, hanno dimensioni variabili, comprese tra 5 e 50 μm e si presentano spesso in aggregati isolati. Nonostante non siano presenti chiare relazioni tra l'intrappolamento delle inclusioni e le direzioni di crescita dei cristalli esse possono essere classificate come «early fluid inclusion» *sensu* TOURET (2001). Le inclusioni hanno forme molto variabili, da regolari, a cristallo negativo, a molto irregolari con tessiture di

tipo dendritico. In alcuni casi sono presenti forme e tessiture di riequilibrio in condizioni di sovrappressione interna (STERNER & BODNAR, 1989; VITIK & BODNAR, 1995) e strutture tipo «hooklike» (VITIK & BODNAR, 1995).

L'omogenizzazione della fase carbonica è allo stato liquido con temperature comprese tra 30.5 e 31°C. La temperatura di fusione della CO₂ è compresa tra -57 e -56,6°C. La temperatura di fusione del ghiaccio varia tra -7.5 e -12.8°C. Nei cicli di raffreddamento è presente clatrato con valori di dissociazione compresi tra 3.9 e 8.5°C (fig. 30). Le temperature di omogenizzazione totale delle inclusioni variano tra 235 e 259°C.

Le analisi Raman, condotte su singole inclusioni, hanno messo in evidenza che la fase gassosa è costituita prevalentemente da CO₂ (99.3-100 mol%) con rare tracce di N₂ (0.0-0.7 mol %). La composizione totale delle inclusioni fluide è risultata abbastanza omogenea ed è costituita da circa il 90% in moli di H₂O, 6% in moli di CO₂, 4% in moli di NaCl e rare tracce di N₂. La salinità espressa in % in peso equivalente di NaCl varia tra 12.6 e 13.1.

Le isocore sono state tracciate utilizzando il metodo di BAKKER (1999) basato sull'equazione di stato di BOWERS & HELGESON (1983) (Fig. 30).

Vincolando il limite massimo di pressione con il valore di temperatura massima stimata attraverso il geotermometro calcite-dolomite (CAROSI *et alii*, 1993) e corrispondente a circa 400°C, dall'andamento delle isocore si ottiene un *range* di valori di pressione corrispondenti comprese tra 4.8 kbar e 5.5 kbar.

Tuttavia la presenza di tessiture di riequilibrio (VITIK & BODNAR, 1995), specialmente nel caso delle inclusioni fluide di dimensioni maggiori, implica che la composizione e la densità delle inclusioni analizzate non riflettono esattamente quelle iniziali esistenti al momento del loro intrappolamento. Le inclusioni studiate non sono, quindi, rappresentative delle condizioni di pressione e temperature massime a cui l'unità tettonica è stata sottoposta, ma rappresentano piuttosto una parte retrograda del suo percorso P-T.

Il tipo di tessiture riconosciute nei campioni analizzati possono essere acquisite dalle inclusioni in seguito ad una sovrappressione interna dovuta, o ad una decompressione isoterma, o ad un riscaldamento isobaro delle rocce ospiti (VITIK & BODNAR, 1995). Dal momento che le inclusioni studiate sono state intrappolate durante la prima fase deformativa, coeva con il picco metamorfico (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986), e che non esistono evidenze di un ulteriore riscaldamento, posteriore alla fase D1, è più probabile che le inclusioni abbiano acquisito le loro tessiture in seguito ad una decompressione isoterma. Gli studi sperimentali (STERNER & BODNAR, 1989; VITIK & BODNAR, 1995) hanno evidenziato anche che inclusioni sottoposte a decompressione isoterma possono mantenere la loro densità e tessitura originarie anche per sovrappressioni interne di almeno 1 kbar.

Da ciò è possibile dedurre che, durante la fase D1, l'Unità tettonica del Monte

Serra può aver raggiunto pressioni più elevate di quelle stimate dalle isocore calcolate (comprese tra circa 5 e 6 kbar) che possono essere state almeno dell'ordine di circa 6-7 kbar in accordo con le stime proposte nel paragrafo precedente.

PROGETTO
CARGO

PROGETTO

CARG

VII - GEOCRONOLOGIA

1. - TRACCE DI FISSIONE

Analisi delle tracce di fissione in apatite e zirconio sono state effettuate nelle quarziti dell'Unità tettonica del Monte Serra. In particolare sono stati utilizzati tre campioni per l'analisi delle apatiti (MPA1, MPA2 e MPA3) e due campioni per l'analisi di zirconi (MPA3 e MPA5) (Fig. 31).

1.1. - METODOLOGIA

Le tracce di fissione (FT) sono dei danni causati dalla fissione spontanea del ^{238}U che si accumulano nel reticolo cristallino dei minerali o nei vetri in cui l'uranio è contenuto come elemento in tracce .

L'età delle FT di un campione viene determinata misurando la densità delle tracce e la concentrazione di U. La datazione con le FT può essere eseguita su qualsiasi minerale contenente U ma in pratica è principalmente applicata su apatite e zirconio. Quando le FT sono esposte a temperature elevate incominciano ad annullarsi per raccorciamento finché, al di sopra di una determinata temperatura (la "temperatura di annullamento totale") spariscono completamente e l'età FT è azzerata.

La temperatura di chiusura è $\sim 110^\circ\text{C}$ per l'apatite (GLEADOW & DUDDY, 1981)

e $\sim 240^{\circ}\text{C}$ per lo zirconio (HURFORD, 1986; BRANDON *et alii*, 1998; BERNET *et alii*, 2002). In realtà, esiste un intervallo di temperatura in cui l'annullamento delle tracce è accelerato fino alla completa cancellazione. Questo intervallo è chiamato "zona di annullamento parziale" (PAZ). La PAZ è ben definita per l'apatite ed è tra ~ 60 e 110°C per tempi geologici ($>10^6$ a) (GLEADOW *et alii*, 1986; GREEN *et alii*, 1986).

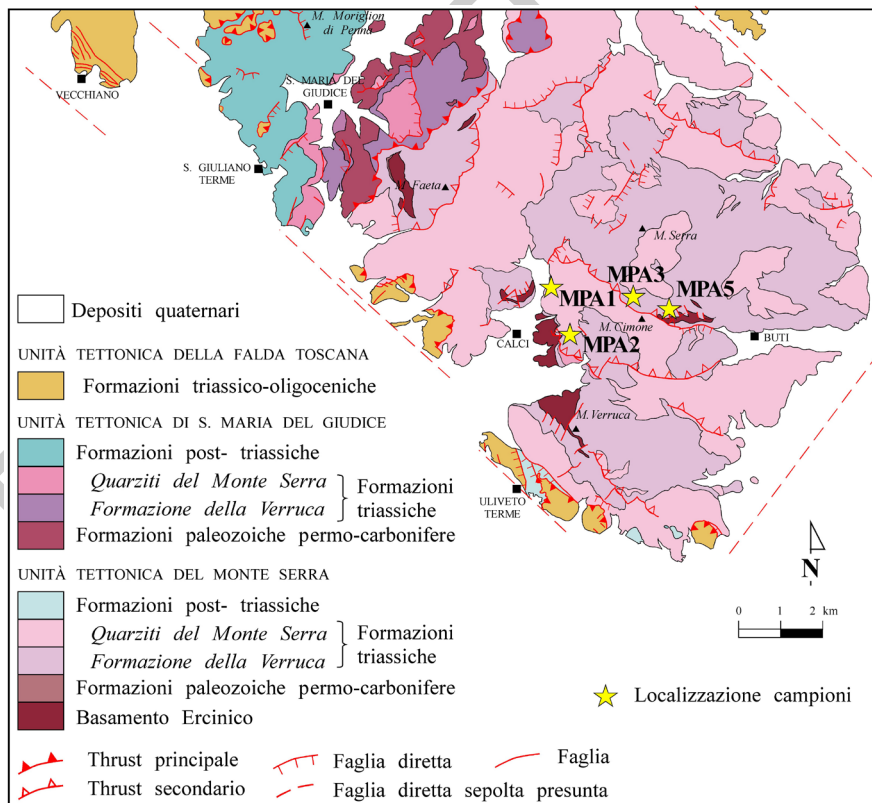


Fig. 31 - Carta schematica dei Monti Pisani con la posizione dei campioni

Al contrario, sui limiti della zona di annullamento parziale dello zirconio (ZPAZ) non c'è un accordo generale. La sensibilità termica dello zirconio non è funzione solo della temperatura e del tempo ma anche del danno da radiazione totale accumulato. In generale, i grani con il danno da radiazione maggiore subiscono

l'annullamento totale delle tracce prima degli altri e probabilmente le temperature massime raggiunte e la durata del riscaldamento hanno un ruolo cruciale nel determinare quali grani vengono completamente azzerati e quali no (BRANDON *et alii*, 1998). TAGAMI *et alii* (1998) hanno stimato temperature di circa 310 °C per la base della ZPAZ e di circa 200-210 °C per il tetto. Al contrario, BRANDON *et alii* (1998), considerano questi limiti troppo alti ed essere in realtà più vicini a 180°-240°C per un riscaldamento della durata di 10⁷a.

Se un campione sperimenta un *resetting* parziale sarà composto da popolazioni distinte. Solitamente viene usato il test di χ^2 di GALBRAITH (1981) per stabilire se una distribuzione di età dei singoli grani è composta da una sola popolazione ($P(\chi^2) > 5\%$) o da più di una ($P(\chi^2) < 5\%$).

Per un campione di roccia sedimentaria, se la distribuzione delle età dei singoli grani non supera il test di χ^2 le singole popolazioni hanno un significato mentre l'età centrale non lo ha. Se è avvenuto un *resetting* parziale, le età delle popolazioni corrisponderanno a (i) raffreddamento che segue l'evento termico; (ii) età parzialmente resettate che non hanno significato o (iii) raffreddamento ed esumazione delle sorgenti originarie. Campioni che sono parzialmente resettati sono composti di zirconi ad alta sensibilità termica, che sono stati completamente annullati, e zirconi a bassa sensibilità, che non sono stati annullati dopo la deposizione. L'annullamento totale di tutti gli zirconi sia ad alta che a bassa sensibilità termica richiede eventi termici con temperature relativamente alte (>300°C).

Recentemente MONTARIO *et alii* (2008) hanno dimostrato che danni da radiazione significativi esistono anche in campioni che sono stati scaldati a temperature ben al di sopra a quelle necessarie per l'annullamento totale delle FT. Questo può provocare variazioni significative nell'età da grano a grano anche in campioni riscaldati al di sopra della temperatura di azzeramento totale (specialmente per campioni di rocce sedimentarie) e potrebbe essere la causa principale per la sovra-dispersione nelle distribuzioni di età. Quando campioni riscaldati al di sopra della temperatura di azzeramento totale mostrano una sovra-dispersione delle età FT nei singoli grani di zircone, la popolazione più giovane registrerà il tempo del raffreddamento dei grani meno resistenti al di sotto del tetto della ZPAZ (ad esempio 210°C-180 °C) (BRANDON *et alii*, 1998).

1.2. - RISULTATI

Le età delle FT dell'apatite determinate con il metodo del *detector* esterno (GLEADOW, 1981) sui campioni MPA1 e MPA3, riportate in Tab. 5, sono rispettivamente di 6.6 ± 1.0 Ma e 7.1 ± 2.1 Ma. I dati passano il test del χ^2 (GALBRAITH, 1981) e mostrano una popolazione omogenea dell'età dei singoli grani. A causa della

ridotta disponibilità di grani e della bassa densità delle tracce spontanee non è stato possibile determinare una distribuzione della lunghezza delle tracce significativa. Solo nel campione MPA1 sono state trovate sei tracce confinate con una lunghezza media di $14.3 \pm 0.7 \mu\text{m}$.

Tab. 5 - Dati di FT in apatite con il metodo del Detector Esterno.

Campione	Alt. (m)	$\rho_d \times 10^5$ (cm ⁻²) n_d	$\rho_s \times 10^6$ (cm ⁻²) n_s	$\rho_i \times 10^6$ (cm ⁻²) n_i	n	P(χ^2) %	Età Centrale $\pm 1\sigma$ (Ma)	lunghezza media (μm)	s.d.	n
MPA1	170	11.01 4367	1.25 57	38.71 1761	20	50.1	6.6 \pm 1.0	14.3 \pm 0.7	1.62	6
MPA3	720	11.01 4367	0.41 12	11.76 340	13	98.6	7.1 \pm 2.1			

Note: Alt.: quota dei campioni in metri; ρ_d , ρ_s , ρ_i : densità delle tracce dello standard e indotte misurate sulle niche dei detector esterni; ρ_s : densità delle tracce spontanee misurate su superfici interne del minerale; n_d , n_s e n_i : numero delle tracce sui detector esterni e sulle superfici dei minerali; s.d.: deviazione standard della distribuzione delle lunghezze delle tracce confinate; n: numero delle tracce confinate misurate. Le età sono calcolate con una $\zeta = 353 \pm 6$ (riferita agli standard di apatite Fish Canyon Tuff e Durango, HURFORD, 1990) per il vetro dosimetro SRM 612; n: numero dei grani di minerale contati; P(χ^2): probabilità di χ^2 (GALBRAITH, 1981). I campioni sono stati irraggiati nella posizione Lazy Susan del reattore Triga Mark II dell'università di Pavia (Italy).

Età FT dell'apatite sono state ottenute anche mediante il metodo delle popolazioni (GLEADOW, 1981). Questo metodo si è dimostrato una valida alternativa al più comune metodo del detector esterno (MALUSÀ *et alii*, 2005) per ottenere risultati affidabili in caso di campioni con una bassa densità delle tracce spontanee. Le età ricavate dai campioni MPA1, MPA2 e MPA3 variano tra 14.7 ± 5.4 e 6.0 ± 1.0 Ma (Tab. 6). Quelle dei campioni MPA1 e MPA3 sono uguali, all'interno di 1σ , alle due età ottenute sugli stessi campioni con il metodo del detector esterno.

Tab. 6 - Dati di FT in apatite con il metodo delle Popolazioni.

Campione	El. (m)	$\rho_s \times 10^5$ (cm ⁻²) n_s	$\rho_i \times 10^5$ (cm ⁻²) n_i	S/I	S's (%)	S'i (%)	Età $\pm 1\sigma$ (Ma)
MPA1	170	0.74 130	20.2 1303	200/73	12.5	11.4	6.0 \pm 1.0
MPA2	380	0.22 25	2.8 203	100/82	21.0 (21.3)	30.0	14.7 \pm 5.4
MPA3	720	0.27 32	7.11 439	137/70	22.7	19.3	6.38 \pm 1.9

Note: El(m): quota dei campioni in metri; ρ_s (ρ_i): densità delle tracce spontanee (indotte), n_s (n_i): tracce spontanee (indotte) contate; S/I: numero dei cristalli analizzati per la determinazione delle densità delle tracce spontanee (S) ed indotte (I); S's (S'i): errore standard dei conteggi delle tracce spontanee (s) ed indotte (i) (l'errore di Poisson è mostrato tra parentesi quando usato per determinare l'errore statistico dell'età); Le età sono state calcolate con $\zeta = 329.7 \pm 6.6$ determinata per i dosimetri in vetro SRM 612 mediante le apatiti standard Fish Canyon Tuff e Durango (HURFORD, 1990) usando il metodo delle popolazioni. La densità delle tracce sui detector esterni di mica attaccati al vetro SRM 612 durante l'irraggiamento era di 5.01×10^5 cm⁻²; sono state contate 3094.

Dato che tutte le età FT dell'apatite determinate con il metodo del detector esterno passano il test di χ^2 (GALBRAITH, 1981) e che, sebbene basata su poche determinazioni, la lunghezza media del campione MPA1 è $>14 \mu\text{m}$, le età delle apatiti indicano il tempo di un raffreddamento relativamente rapido al di sotto di circa 100°C , che è stato 7- 6 Ma.

Nonostante gli errori consistenti dovuti alla cattiva qualità dei campioni, le età ottenute sono compatibili con l'intervallo di età FT di apatite determinate sulle Alpi Apuane (6-2 Ma, ABBATE *et alii*, 1994, FELLIN *et alii*, 2007). Questo sembrerebbe indicare una coeva fase esumativa tardo Miocenica per entrambi i complessi metamorfici.

Le FT in zircone danno un'età di circa 7.7 Ma che può essere considerata come il tempo del raffreddamento al di sotto dei 240°C . Dalla differenza tra le età FT in apatite e zircone e la differenza nelle temperature è possibile ottenere una stima del tasso di raffreddamento. Assumendo un paleo-gradiente di $25\text{-}30^\circ\text{C}/\text{Km}$ si ottiene un tasso di esumazione di $5.2\text{-}4.3 \text{ km/ma}$ tra 7Ma e 6Ma. Tassi di esumazione di queste entità sono considerati dei valori medi. Le età FT in zircone determinate nelle Alpi Apuane sono un po' più vecchie e si raggruppano intorno ai 10-13 Ma (BALESTRIERI *et alii*, 2003; FELLIN *et alii*, 2007).

Se consideriamo però che entrambi i campioni non passano il test di χ^2 e che quindi abbiamo a che fare con distribuzioni di età discordanti definite come distribuzioni contenenti due o più componenti di età, l'interpretazione può essere più complessa e le distribuzioni delle età dei singoli grani possono essere decomposte in più picchi.

Una distribuzione dell'età dei singoli grani discordanti può essere interpretata usando l'età minima, che è l'età del gruppo più giovane delle età FT concordanti in un campione. Se ne deduce che questa frazione di grani ha la stabilità termica minore, e sarà la prima ad essere resettata in un riscaldamento e l'ultima a chiudere in un raffreddamento. Come già detto in precedenza, per un campione che è stato a temperature all'interno o sopra alla zona di *annealing*, l'età minima corrisponde al tempo quando il campione si è raffreddato a temperature al di sotto del tetto della PAZ (BRANDON *et alii*, 1998).

La distribuzione delle età dei singoli grani dei campioni MPA3 e MPA5 è stata decomposta in principali componenti di età (Tab. 6) usando il metodo del *binomial peak-fit* (GALBRAITH & GREEN, 1990; BRANDON, 1992, 1996). Le età minime e le età delle componenti più vecchie o picchi sono state calcolate utilizzando il programma BINOMFIT da BRANDON (1996). I campioni MPA3 e MPA5 risultano essere composti rispettivamente da due e tre picchi risolvibili. Il numero di picchi è determinato dal test di F (BRANDON, 1992; Tab. 6). Un numero ottimale di picchi significativi si trova aggiungendo picchi fino a che non si raggiunge un valore di probabilità $P(F) > 5\%$. I plot radiali che mostrano le età dei singoli grani sono

riportati in Fig. 32.

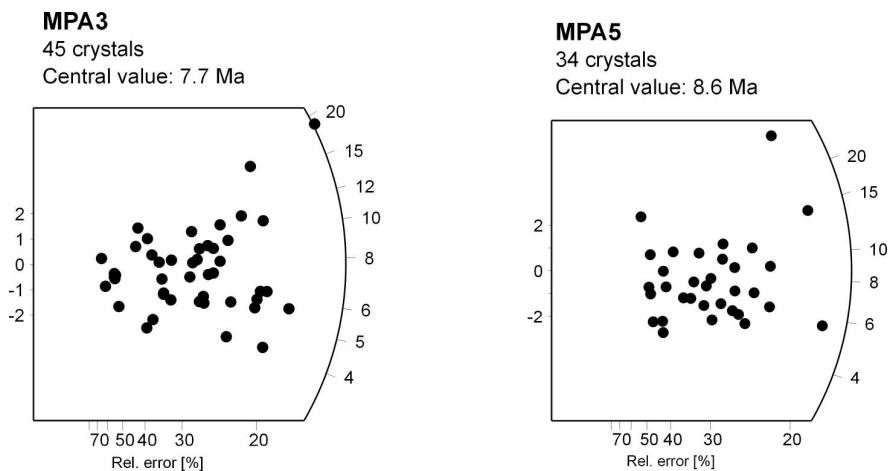


Fig. 32 - Plot radiali. Ogni punto rappresenta un cristallo di zirconio. L'età può essere letta sull'intersezione tra una linea che collega l'origine con un punto e l'arco. La precisione dell'età è riportata sull'asse x. Le barre sull'asse y indicano l'errore standard della singola misura.

I picchi individuati con il programma Binomfit sono riportati in Fig. 33.

Il campione MPA3 ha un'età minima degli zirconi di 6.0 ± 0.4 Ma (rappresenta

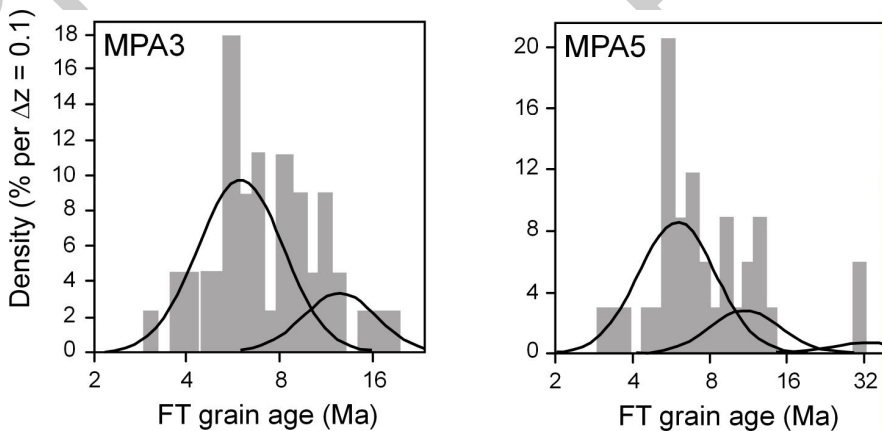


Fig. 33 - Diagrammi della probabilità delle densità. Le linee mostrano le componenti delle distribuzioni delle età dei singoli grani che sono state individuate con il programma BINOMFIT (BRANDON, 1996).

to da una frazione del 79% dei grani) e un picco più vecchio a 12.7 ± 1.6 Ma (Frac 12%), vedi Tab. 8. Il campione MPA5 ha restituito un'età minima degli zirconi 6.0 ± 0.6 Ma (Frac 74%) e due picchi più vecchi con età rispettivamente di 11.0 ± 0.5 Ma (Frac 22%) e 31.1 ± 0.5 Ma (Frac 4%).

Il Verrucano s.l. si è deposto durante il Triassico medio - superiore. Tutti i picchi determinati sono più giovani dell'età di deposizione (<200 Ma) e quindi siamo di fronte a campioni che sono stati completamente riazzerati almeno una volta dopo la deposizione. Inoltre, tutte le età dei singoli grani sono più giovani dell'età tardo Oligocene - Miocene medio dell'evento di metamorfismo sin-orogenico (vedi l'intervallo totale delle età dei singoli grani in Tab. 6). Possiamo quindi assumere che tutti i grani sono stati completamente riazzerati durante il picco dall'evento metamorfico come del resto ci si aspettava per un evento che è stato stimato aver raggiunto temperature anche di $350-380^{\circ}\text{C}$ (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986; CAROSI *et alii*, 1993).

Nonostante tutti i grani siano stati resettati dall'evento metamorfico sappiamo che le distribuzioni di età sono comunque discordanti. Noi proponiamo che le temperature raggiunte durante il picco metamorfico siano state sufficienti a cancellare tutte le tracce ma non a risarcire tutto il danno da radiazione. Questo ha successivamente provocato la discordanza tra grani completamente resettati (MONTARIO *et alii*, 2008) che si comportano come un multi-cronometro. Questo effetto probabilmente è reso evidente nei nostri campioni perché il Verrucano s.l. è composto da zirconi eterogenei, perché le temperature di picco metamorfico sono comunque relativamente basse e forse anche perché la decompressione iniziale dopo il picco metamorfico è stata pressoché isoterma (JOLIVET *et alii*, 1998): il tasso di raffreddamento lento ha prodotto un intervallo di tempo apprezzabile tra il passaggio delle rocce attraverso le varie temperature di chiusura delle diverse popolazioni di zirconi.

Dopo l'evento metamorfico del tardo Oligocene - Miocene medio, che ha completamente resettato gli zirconi, le rocce hanno incominciato a raffreddarsi ma sono rimaste a temperature all'interno della ZPAZ. In queste condizioni la maggior parte dei grani non registrava tracce finché una piccola frazione composta dagli zirconi più resistenti (il 15% e il 22% costituente il P1 nei campioni MP3 e MP5, rispettivamente) ha incominciato a ritenere le tracce. Le età del picco P1 con un'età media di circa 12 Ma coincide all'incirca con quelle delle FT in zircone trovate sulle Alpi Apuane (Balestrieri *et al.*, 2003; Fellin *et al.*, 2007) e plausibilmente indicano il momento del raffreddamento al di sotto della temperatura di chiusura FT dello zircone (ca. 240°C , i.e. profondità cristalli di ca. 10 km). Le età minime a circa 6 Ma indicano il tempo in cui campioni si sono raffreddati al di sotto del tetto della ZPAZ (circa 210°C) e anche la popolazione composta dai grani meno resistenti ha incominciato a ritenere efficientemente le tracce. Le età minime degli zirconi si so-

vrappongono alle età FT delle apatiti ed indicano una fase di raffreddamento molto veloce dalle temperature da circa 210 a 100 °C a 6-7 Ma.

Nelle Alpi Apuane una fase di esumazione con un tasso accelerato >1.4 km/ Ma è stata riconosciuta tra i 6 e i 4 Ma (FELLIN *et alii*, 2007). Questa fase è stata connessa con la riattivazione estensionale fragile del contatto tettonico con la sovrastante Falda Toscana e conseguente elisione di una porzione crostale di 3.6 Km. Questa fase esumativa accelerata è stata riconosciuta anche in buona parte degli affioramenti che costituiscono la dorsale medio toscana (Balestrieri *et al.*, 2011) e attribuita ad uno scoperchiamento isostatico dovuto a ad una estensione post-orogonica o alternativamente ad un thrust fuori sequenza.

Tab. 7 - Età FT in Zircone.

Campione	Alt. m	$\rho_d \times 10^5 \text{ cm}^{-2}$ n_d	$\rho_s \times 10^5 \text{ cm}^{-2}$ n_s	$\rho_i \times 10^5 \text{ cm}^{-2}$ n_i	n	$P(\chi^2)$ %	Età Centrale $\pm 1\sigma$ Ma
MPA3	720	1.68 5193	11.80 820	50.42 3502	45	<1	7.4 \pm 0.6
MPA5	570	1.68 5193	10.52 529	43.49 2188	34	<1	7.6 \pm 0.8

Nota: vedi Tab. 5.

Tab. 8 - Età FT dei picchi

Campione	n	intervallo di età	$P(\chi^2)$ $P(F)$	<u>Età minima</u> 63%Cl Frac%	<u>Età picco P1</u> 63%Cl Frac%	<u>Età picco P2</u> 63%Cl Frac%
MPA3	45	3.1 –18.7	0 0	6.0 -0.4 +0.4 79%	12.7 -1.5 +1.7 15%	-
MPA5	34	2.9 - 31.2	0 2	6.0 -0.4 +0.6 74%	11.0 -0.4 +0.5 22%	31.1 -0.4 +0.5 4%

Nota: n = numero dei grani contati; $P(\chi^2) = \chi^2$ probabilità per la concordanza dell'età dei grani. $P(F)$ probabilità che il miglioramento del fit associato all'immissione di un picco più vecchio nella modellazione a picchi possa essere dovuto soltanto ad una casualità. $P(F) < 5\%$ è considerata indicare una concordanza della distribuzione dei singoli picchi. 63% livello di confidenza (Cl) è approssimativamente uguale a $\pm 1\sigma$. Viene fornita anche la percentuale di grani che costituiscono i singoli picchi (Frac%).

VIII - GEOLOGIA DEL SOTTOSUOLO

1. - PREMESSA

Il *management* e la conoscenza delle aree di pianura hanno assunto un ruolo di fondamentale importanza in quanto intensamente antropizzate e sede di ingenti interessi socio-economici. La gestione delle risorse idriche, il monitoraggio dei fenomeni di subsidenza, la tutela del patrimonio archeologico ed edilizio sono, in tal senso, elementi di crescente sensibilità che non possono però prescindere da una conoscenza accurata dell'architettura stratigrafica del sottosuolo.

Il grado di attendibilità dei modelli di circolazione dei fluidi, base indispensabile per una corretta ed efficace gestione della risorsa idrica, è strettamente connesso all'accuratezza della ricostruzione dell'architettura sedimentaria del sottosuolo e, di conseguenza, ai modelli interpretativi che mettono in relazione litofacies ed ambienti deposizionali. Tali relazioni debbono inoltre essere inquadrare all'interno di un contesto crono-stratigrafico che restituisca un'evoluzione stratigrafico - deposizionale coerente sia in termini di spazio che di tempo. Lo stesso grado di dettaglio è necessario complemento nella ricerca archeologica per meglio definire le caratteristiche ambientali nel quale un certo sito si sviluppava, oppure per elaborare carte del potenziale archeologico che sono di fondamentale importanza per la redazione di piani strutturali efficaci. Questi ultimi, infine, non possono non tenere conto dei fenomeni di subsidenza, che sono facilmente contestualizzabili e misurabili solo all'interno di un quadro crono-stratigrafico e deposizionale del sottosuolo ben

definito, o di particolari depositi con caratteristiche geotecniche peculiari (a Pisa è ben noto il “pancone”) la cui distribuzione e spessore sono definibili e prevedibili solo laddove siano disponibili modelli affidabili dell’architettura deposizionale del sottosuolo. E’ di tutta evidenza, dunque, come una conoscenza raffinata del sottosuolo rappresenti una priorità fondamentale per la corretta gestione del territorio e necessiti di investimenti e scelte mirate capaci di definire un quadro integrato delle conoscenze.

Lo studio ad alta risoluzione delle successioni sedimentarie tardo-quaternarie delle aree di pianura è, inoltre, di fondamentale importanza per la verifica dei modelli della stratigrafia sequenziale che costituisce l’approccio metodologico moderno utilizzato per la ricerca di idrocarburi.

Infatti lo scarso grado o l’assenza di deformazione tettonica che caratterizzano i depositi di queste aree e la possibilità di effettuare datazioni assolute consentono una definizione di dettaglio a scala di bacino dei vari modelli deposizionali e della loro evoluzione in funzione di fattori di controllo, quali l’eustatismo o il clima. In questo senso, la grande attenzione rivolta attualmente al riscaldamento globale e alle possibili variazioni del livello del mare ad esso connesse (IPCC, 2001, 2007, ALLEY, 2003, NATIONAL RESEARCH COUNCIL-NRC, 2002), trova un importante riferimento in questi sistemi deposizionali, il cui studio e modellizzazione potrebbero consentire una finestra di osservazione più ampia per la previsione degli scenari futuri legati ai cambiamenti climatici in atto.

La possibilità di studiare nel dettaglio la stratigrafia di sottosuolo e di ricostruirne in modo corretto l’architettura deposizionale, non può però prescindere dalla realizzazione di sondaggi a carotaggio continuo, unico strumento di osservazione diretta del sottosuolo, e dall’utilizzo di un approccio di tipo multidisciplinare al loro studio.

2. - INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA PIANURA DEL FIUME ARNO

Da un punto di vista geodinamico la pianura dell’Arno costituisce la porzione sommitale del riempimento di un sistema di depressioni tettoniche, formatesi lungo il margine tirrenico della catena appenninica a partire dal Tortoniano superiore, in relazione all’apertura del Mar Tirreno e alla contemporanea migrazione antioraria del sistema catena-avanfossa-avampaese (ELTER *et alii*, 1975; MALINVERNO & RYAN, 1986; SARTORI, 1989; PATACCA *et alii*, 1990; MARTINI & SAGRI, 1993). Più specificatamente, la pianura dell’Arno appartiene al bacino di Viareggio (Fig. 34) che si sviluppa, con orientamento nord-ovest/sud-est, per una lunghezza approssimativa di 80 Km ed una larghezza di circa 25 Km. Tale bacino può essere suddiviso

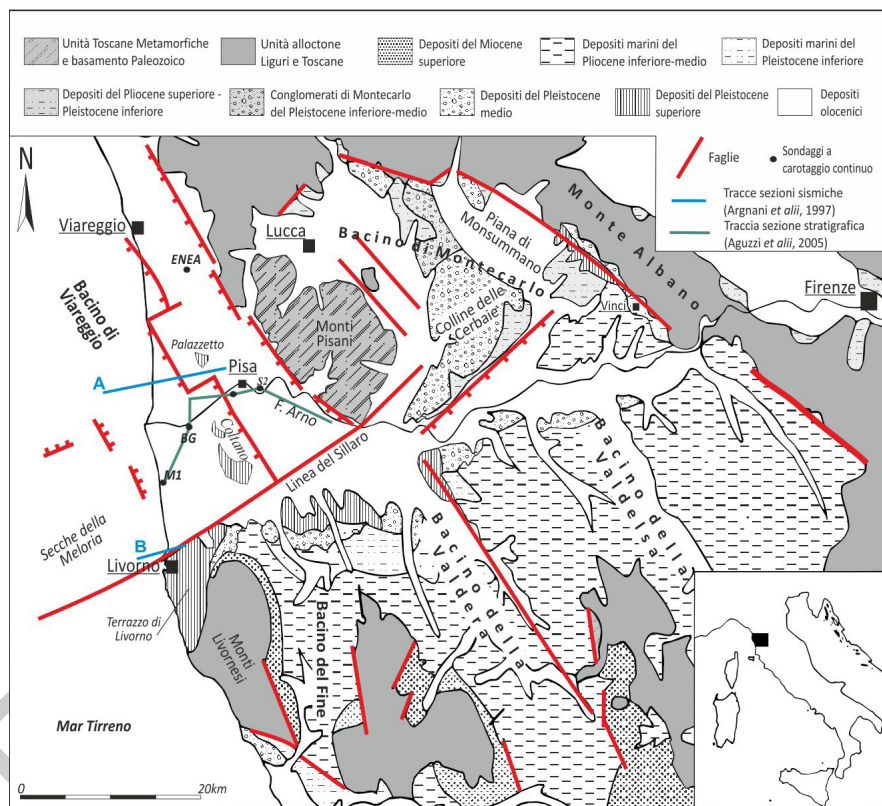


Fig. 34 - Schema tettonico del bordo meridionale del bacino di Viareggio (modificato da PASCUCCI, 2005 e SARTI et alii, 2008a).

(PASCUCCI, 2005) in una porzione *inshore* ed in una *offshore* (Fig. 35).

La prima, costituita dalle pianure costiere di Pisa e Viareggio, è delimitata a nord-est dai Monti Pisani, dai Monti d'Oltre Serchio e dalle Alpi Apuane e a sud dalle Colline Pisane e Livornesi.

La porzione *offshore* è invece delimitata a sud-ovest dalle Secche della Meloria - Maestra. Questa suddivisione è coerente con i profili sismici eseguiti a mare (TONGIORGI, 1978, ARGNANI *et alii*, 1997, PASCUCCI, 2005) che evidenziano una caratteristica struttura a *horst* e *graben*, allungata in senso appenninico (Fig. 36).

Uno svincolo di ordine maggiore, conosciuto in letteratura come “Linea del Sillaro” (BORTOLOTTI, 1966) o “Meloria Bientina line” (CANTINI *et alii*, 2000) che si sviluppa lungo il bordo meridionale della pianura di Pisa (margine meridionale del Bacino di Viareggio) e prosegue a mare bordando le secche della Meloria (Fig.

W

E

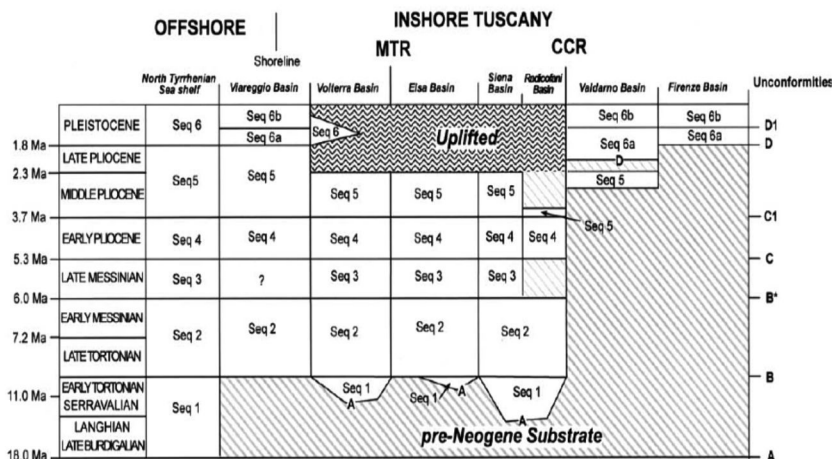


Fig. 35 - *Suddivisione del bacino di Viareggio in una porzione inshore e offshore nel bacino di Viareggio e sequenze sedimentarie (Seq.1-6) e relative superfici di unconformities (A,B,B*,C,C1,D,D1) riconosciute nei bacini neogenici della Toscana. Nel bacino di Viareggio la sequenza tardo Pleistocenica corrisponde alla Seq. 6b. (da Pascucci, 2005).*

34), divide l'area subsidente di pianura da una zona (colline e Monti livornesi) caratterizzata invece da fenomeni di *uplift* (FERRANTI *et alii*, 2006).

Il riempimento del bacino di Viareggio è costituito da un notevole volume di sedimenti neogenico - quaternari potenti fino a 3.800 m. All'interno di questa successione sono state riconosciute su base sismica, sei sequenze sismo - stratigrafiche (Fig. 35) separate da superfici di *unconformity* (MARIANI & PRATO, 1988, PASCUCCI, 2005).

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

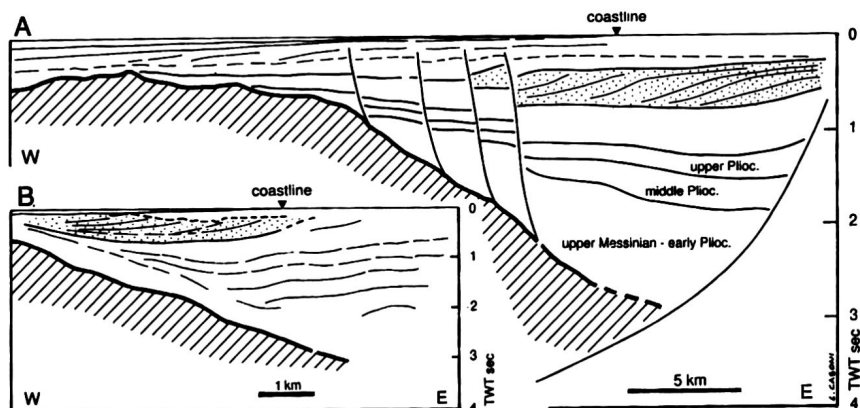


Fig. 36 - Profili sismici a direzione ovest-est: A) passante per Pisa, B) passante per le Colline Livornesi. Si veda la Fig. 34 per l'ubicazione delle tracce dei profili (da ARGNANI et alii, 1997).

3. - INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALE DEL SOT-TO-SUOLO DELLA PIANURA DI PISA

Le conoscenze di base relative ai depositi tardo-quadernari del sottosuolo della pianura di Pisa derivano essenzialmente da studi finalizzati alla ricerca idrogeologica (BALDACCI *et alii*, 1994; BALDACCI, 1999) o da ricerche di tipo accademico che hanno dovuto scontrarsi con tutte le difficoltà che accompagnano generalmente le indagini di sottosuolo, quali lo scarso dettaglio delle informazioni stratigrafiche, sedimentologiche e cronologiche (GIOLI, 1894; TREVISAN & TONGIORGI, 1953; ROMAGNOLI, 1957; MAZZANTI, 1983; SARTORI, 1978; DELLA ROCCA *et alii*, 1987; MAZZANTI & RAU, 1994; FEDERICI & MAZZANTI, 1995; MAZZANTI, 2000).

Anche altre zone limitrofe alla pianura di Pisa utili alla comprensione dell'architettura del sottosuolo della stessa, sono state nel passato, anche recente, oggetto di studio quali la Versilia (MARCHETTI & TONGIORGI, 1936; FEDERICI, 1993; ANTONIOLI *et alii*, 1999, NISI *et alii*, 2003) e la zona di Livorno (BACCI *et alii*, 1939; BARSOTTI *et alii*, 1974; GALLETTI FANCELLI, 1978).

In Versilia, sulla base del sondaggio ENEA (ANTONIOLI *et alii*, 1999) perforato nella zona del Lago di Massaciuccoli (Fig. 34), e studiato tramite analisi stratigrafiche micropaleontologiche e datazioni ^{14}C AMS e U/Th, è stato possibile ricostruire la seguente successione di depositi:

- depositi marini, lagunari e palustri tra 0 e 34 m di profondità e datati alla base a circa 10.400 anni B.P. (stadio isotopico 1);
- depositi continentali tra 34 e 70 m attribuiti agli stadi isotopici 2, 3, 4 (22-

80.000 anni B.P.);

- depositi marini fra 70 e 90 m datati a 129.200 ± 15.000 anni e 132.800 ± 15.000 anni (stadio isotopico 5e).

La zona di Livorno è invece caratterizzata dalla presenza di un terrazzo marino policiclico, (si veda Fig. 34 per l'ubicazione), formatosi durante lo stadio isotopico 5e quando il livello del mare era più alto di circa 7 m rispetto all'attuale (LAMBECK *et alii*, 2004) e che trovandosi attualmente alla quota di 15 m s.l.m. evidenzia una tendenza dell'area al sollevamento (FERRANTI *et alii*, 2006). La stratigrafia di dettaglio di questo terrazzo è stata recentemente descritta da CIAMPALINI *et alii*, (2006) (Fig. 37).

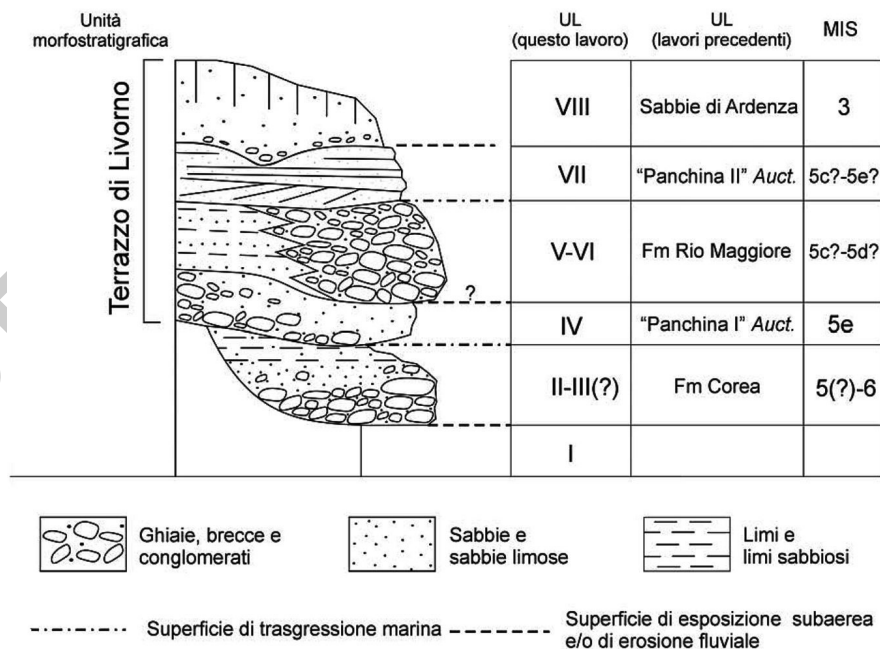


Fig. 37 - Stratigrafia schematica del terrazzo di Livorno (da CIAMPALINI *et alii*, 2006)

Nella porzione prospiciente il terrazzo, in occasione degli scavi del bacino di carenaggio di Torre del Fanale al Porto di Livorno, è stata riconosciuta una sequenza caratterizzata alla base da depositi argillosi e sabbiosi contenenti faune marine

a *Hyalinea baltica* e *Arctica islandica* riferibili al Pleistocene inferiore. Questi depositi sono sormontati, in discordanza angolare, da un livello di “panchina” con faune marine a *Strombus bubonius* (stadio isotopico 5e), seguito, a sua volta, da sedimenti lagunari-palustri di clima freddo e da un secondo livello di “panchina” di ambiente marino, passante verso l’alto a depositi continentali (BARSOTTI *et alii*, 1974; MAZZANTI, 1983; FEDERICI & MAZZANTI, 1988).

Una diversa successione stratigrafica è stata riconosciuta nel sottosuolo della pianura di Pisa (FANCELLI *et alii*, 1986, DELLA ROCCA *et alii*, 1987; FEDERICI & MAZZANTI, 1988; MAZZANTI, 2000).

Dal basso verso l’alto (Fig. 38):

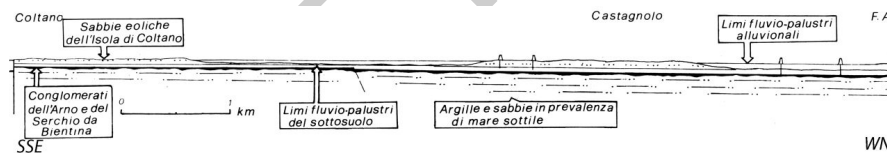


Fig. 38 - Successione stratigrafica del sottosuolo della pianura di Pisa (modificata da DELLA ROCCA *et alii*, 1987).

- *Argille e sabbie in prevalenza di mare sottile*: riconosciute nei sondaggi Saint Gobain (SLOB) di Pisa (ROMAGNOLI, 1957) e della Bigattiera (BG) di S. Piero a Grado (SARTORI, 1978, si veda la Fig. 35 per l’ubicazione). Questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene inferiore - medio, malgrado l’assenza di fossili cronologicamente indicativi, ed interpretati come eteropici alle Sabbie di Nugola Vecchia (FANCELLI *et alii*, 1986; DELLA ROCCA *et alii*, 1987);

- *Conglomerati dell’Arno e del Serchio da Bientina*: questo livello conglomeratico è stato riconosciuto e definito per la prima volta da SEGRE (1955) e considerato un livello litologico guida per la ricostruzione stratigrafica di tutta la pianura. I Conglomerati dell’Arno e del Serchio da Bientina mostrano analogie composizionali con i conglomerati della formazione di Casa Poggio ai Lecci, evidenziando un’alimentazione dai Monti Pisani e dalle Apuane e un probabile trasporto dal “Paleo-Serchio da Bientina” (BALDACCI *et alii*, 1994), che confluiva nell’Arno all’altezza di Calcinaia. L’analisi della distribuzione delle isobate della base di questa unità (FANCELLI *et alii*, 1986; DELLA ROCCA *et alii*, 1987), compresa tra -15 m presso Pontedera fino ad oltre -145 m nella zona di Pisa (Fig. 39), seppur in un quadro di correlazioni non sempre convincente, evidenzia una paleomorfologia articolata dove sarebbero individuabili alcune incisioni vallive relitte di precedenti percorsi fluviali. I Conglomerati dell’Arno e del Serchio da Bientina sono stati inizialmente attribuiti al Würm II (OIS3 di SHACKLETON & OPDYKE, 1973) da DELLA ROCCA *et*

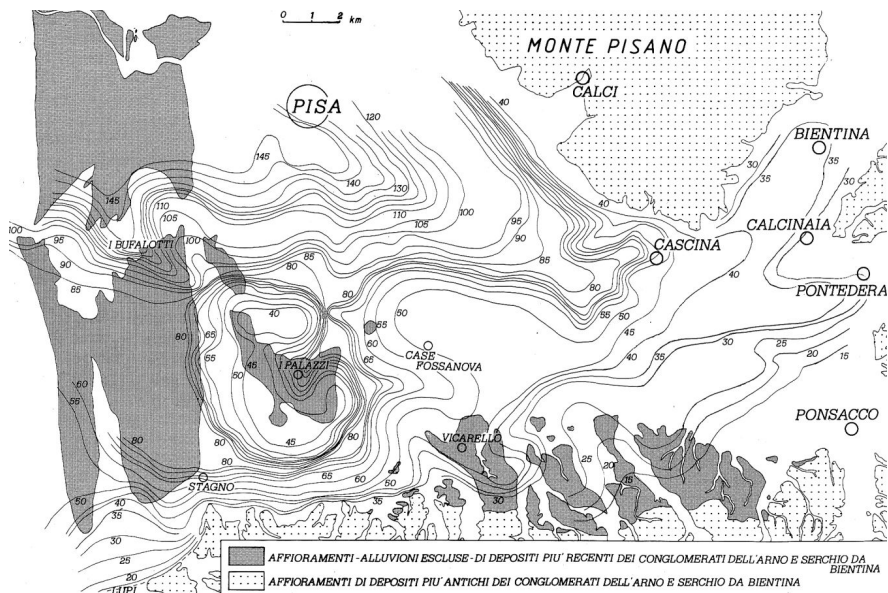


Fig. 39 - Carta delle isobate della base dei conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina (da FANCELLI et alii, 1986).

alii (1987) e da FEDERICI & MAZZANTI (1988). Successivamente FEDERICI & MAZZANTI (1995) e MAZZANTI (2000) hanno invece assegnato un'età riferibile al Würm I (OIS4 di SHACKLETON & OPDYKE, 1973) ai medesimi depositi.

AGUZZI et alii (2005) hanno messo in forte discussione l'interpretazione di questi depositi come livello litologico guida evidenziando come la carta delle isobate corredi livelli di ghiaia di età diversa e come ne venga, dunque, a cadere il significato di livello guida e, di conseguenza, l'attribuzione cronologica.

- *Limi fluvio-palustri del sottosuolo*: questi depositi giacciono in continuità di sedimentazione sopra i "Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina", secondo quanto riportato da MAZZANTI et alii (1984). La posizione stratigrafica di questa unità e dei Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina è stata definita sulla base di quanto affiorava presso la "Gronda dei Lupi" al confine tra la pianura di Pisa ed il Terrazzo di Livorno (Fig. 34), prima della realizzazione di una discarica che ha coperto il tutto (FANCELLI et alii, 1986, MAZZANTI, 2000). Tale affioramento, nell'interpretazione degli Autori, avrebbe costituito il relitto di una scarpata di erosione prodotta dal paleoArno-Serchio da Bientina, riempita inizialmente da depositi conglomeratici (Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina) e successivamente da depositi siltosi (limi fluvio-palustri del sottosuolo). Questa superficie avrebbe eroso depositi caratterizzati dalla presenza di faune a *Strombus* del Tirre-

niano (OIS5e) alla base e di un suolo contenente una industria musteriana correlabile con il Würm II (OIS3) al tetto, e dunque attribuibili al Pleistocene superiore.

- *Sabbie di Vicarello e Sabbie eoliche dell'Isola di Coltano*: di queste unità vengono qui riportati esclusivamente i tratti essenziali corrispondendo alla formazione di Vicarello descritta nel capitolo della geologia di superficie e al quale si rimanda per una loro descrizione dettagliata e per le nuove interpretazioni sia di collocazione stratigrafica sia di ambiente deposizionale. Questi depositi, precedentemente posti in relazione ad una ambiente eolico, sono stati reinterpretati come di ambiente fluviale, ad eccezione dell'affioramento in pianura posto più a nord (località Palazzetto) che è invece di origine eolica (si veda la Fig. 34 per l'ubicazione).

- *Limi fluvio-palustri di superficie*: tali sedimenti a granulometria fine registrano la deposizione avvenuta durante gli ultimi 10.000 anni (Olocene) nella pianura di Pisa. Dati relativi alla loro evoluzione provengono essenzialmente da analisi polliniche e da alcune datazioni radiometriche effettuate su sondaggi perforati poco a Nord di Livorno, nei pressi di Tombolo (GALLETTI FANCELLI, 1978) e spinti fino a profondità comprese tra -25 m e -35 m.

4. - NUOVO QUADRO STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALE DEL PRIMO SOTTOSUOLO DELLA PIANURA DI PISA

Una revisione critica della stratigrafia di sottosuolo dei depositi tardo-quaternari della pianura dell'Arno è stata proposta, come già accennato, nel lavoro di AGUZZI *et alii* (2005), dove attraverso lo studio di dettaglio di alcuni sondaggi profondi, che hanno permesso la reinterpretazione di numerose stratigrafie esistenti, è stata ricostruita l'architettura deposizionale del sottosuolo secondo un approccio stratigrafico-sequenziale. Nello specifico le successioni sedimentarie sono state suddivise in sequenze trasgressivo-regressive (T-R *sensu* EMBRY, 1993; 1995) legate a cicli di innalzamento-abbassamento relativo del livello del mare, diversamente dalla suddivisione in *sequence boundary* dei modelli classici della EXXON (POSAMENTIER & VAIL, 1988; POSAMENTIER & ALLEN, 1999). La definizione delle sequenze T-R si basa sull'individuazione delle superfici trasgressive (TS), caratterizzate da cambi bruschi di facies nei depositi costieri (da continentali a marine s.l.) o da livelli ricchi in materia organica al di sopra di livelli sovraconsolidati nei depositi continentali. La facilità con la quale le superfici trasgressive possano essere individuate nel sottosuolo, a differenza delle superfici di non deposizione o di erosione che costituiscono le *sequence boundary*, le rende uno strumento estremamente utile ed efficace per una suddivisione efficiente e pragmatica delle unità sia di sottosuolo che di superficie.

I depositi tardo-quaternari della pianura dell'Arno sono costituiti, nei primi 100

m di spessore, da alternanze cicliche di depositi continentali e marini (AGUZZI *et alii*, 2005) nei quali sono state identificate due superfici trasgressive (TS, Fig. 40), correlabili a scala di bacino, che hanno consentito di suddividere la successione in due sequenze trasgressivo-regressive (T-R), riferibili su base cronologica e pollinica agli ultimi due cicli glaciale-interglaciale, ovvero agli stadi isotopici OIS1 e OIS5e (AGUZZI *et alii*, 2005, 2007).

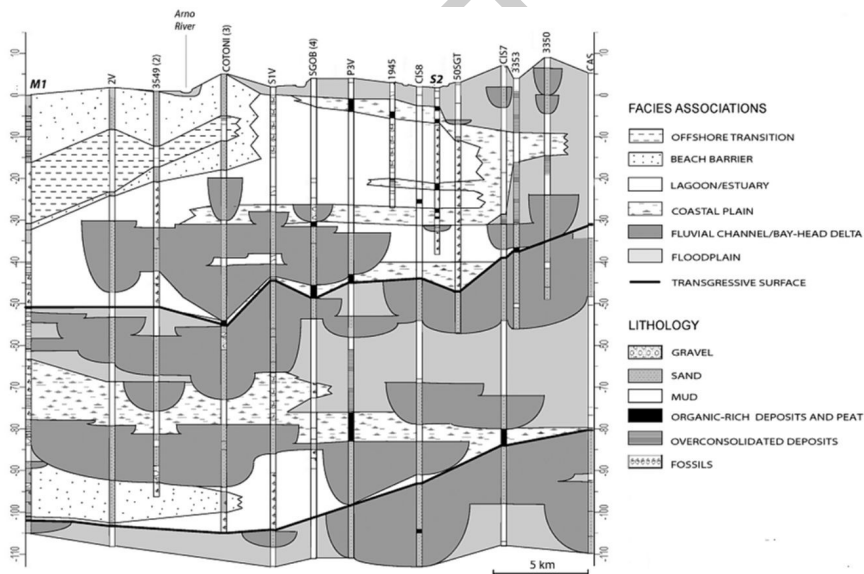


Fig. 40 - Sezione stratigrafica del sottosuolo della pianura di Pisa da AGUZZI *et alii* (2005). Per l'ubicazione della traccia della sezione si veda la Fig. 34.

Le variazioni di spessore del ciclo T-R superiore (da 50 a 17 m circa) sono state poste in relazione alla formazione ed al successivo riempimento, a partire da circa 13.000 anni calibrati B.P., di una incisione valliva, formatesi durante la transizione OIS3-2 (AMOROSI *et alii*, 2008b) in corrispondenza della massima fase di caduta del livello del mare (-120 m rispetto all'attuale, LAMBECK *et alii*, 2004). Questo nuovo quadro stratigrafico differisce quindi sostanzialmente da quello riportato nel precedente paragrafo, sia in termini di architettura deposizionale, sia di attribuzione cronologica, depotenziando il significato di alcuni livelli guida. Per esempio, come accennato in precedenza, il livello di ghiaie noto come "Conglomerati dell'Arno e Serchio da Bientina" ubicato a profondità molto diverse (da -15 a -145 m di profondità) ed elemento chiave nelle precedenti ricostruzioni, essendo frutto

esclusivamente di una correlazione litologica, comprende livelli di età diversa e di diversa posizione stratigrafica. Questo è evidente se si confrontano la Fig. 39 che riporta le isobate della base dei Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina e la Fig. 40. Infatti, i conglomerati sono presenti a circa 50 m di profondità, dove mostrano rapporti di latero-verticalità con sabbie, nella zona di Cascina, mentre si approfondiscono fino ad oltre 145 m nella zona di Pisa, evidenziando una correlazione tra livelli posti a differenti posizioni stratigrafiche.

In particolare, secondo la nuova interpretazione, i primi 100 m di sottosuolo (sondaggio M1-Tirrenia, Fig. 41) sono caratterizzati da due sequenze T-R (tra 0 e 51 m e tra 90 e 101 m) depostesi in ambiente marino costiero, separate da circa 40 m di depositi continentali, e alla base delle quali sono identificabili due superfici trasgressive (TS). L'intervallo di depositi marini stratigraficamente più basso, corrispondente alle "Argille e Sabbie di mare sottile" del Pleistocene inferiore/medio osservate alla Bigattiera (BG) e alla St. Gobain (SGOB) alla profondità compresa fra 86-100 m (FANCELLI *et alii*, 1986; DELLA ROCCA *et alii*, 1987), è invece stato attribuito, su base pollinica, all'OIS5e corrispondente a circa 125.000 anni B.P. L'intervallo marino costiero più recente, sulla base di datazioni radiometriche, registra invece l'inizio della trasgressione tardo-pleistocenica/olocenica, che è caratterizzata nella sua fase iniziale dal riempimento di una incisione valliva. Considerata l'importanza del sondaggio M1, l'unico che nella nuova campagna di perforazioni ha raggiunto i 100 m di profondità, nella comprensione delle problematiche collegate al nuovo quadro stratigrafico si è ritenuto opportuno descriverne in modo più approfondito (si veda paragrafo successivo), le informazioni stratigrafico-deposizionali e cronologiche.

Per la realizzazione della Carta Geologica (progetto CARG) sono stati appositamente eseguiti due sondaggi profondi (P1 e P2) la cui stratigrafia e documentazione fotografica sono dettagliatamente descritti in Appendice 2. L'ubicazione dei sondaggi è illustrata in Fig. 52.

4.1. - STRATIGRAFIA DEL SONDAGGIO M1

Il sondaggio M1 è stato perforato a carotaggio continuo sulla costa, nei pressi di Tirrenia, ed ha raggiunto la profondità di circa 105 m. L'elevata percentuale di recupero e l'analisi multidisciplinare di cui è stato oggetto (micropaleontologia, palinologia) lo rendono, come già detto, un sondaggio chiave per la comprensione dell'architettura stratigrafico-deposizionale del sottosuolo della pianura di Pisa.

All'interno della successione stratigrafica sono state individuate due sequenze trasgressive - regressive sviluppatasi durante gli ultimi 100.000 anni circa, in relazione alle fasi di variazione eustatica del livello marino (AGUZZI *et alii*, 2007). La

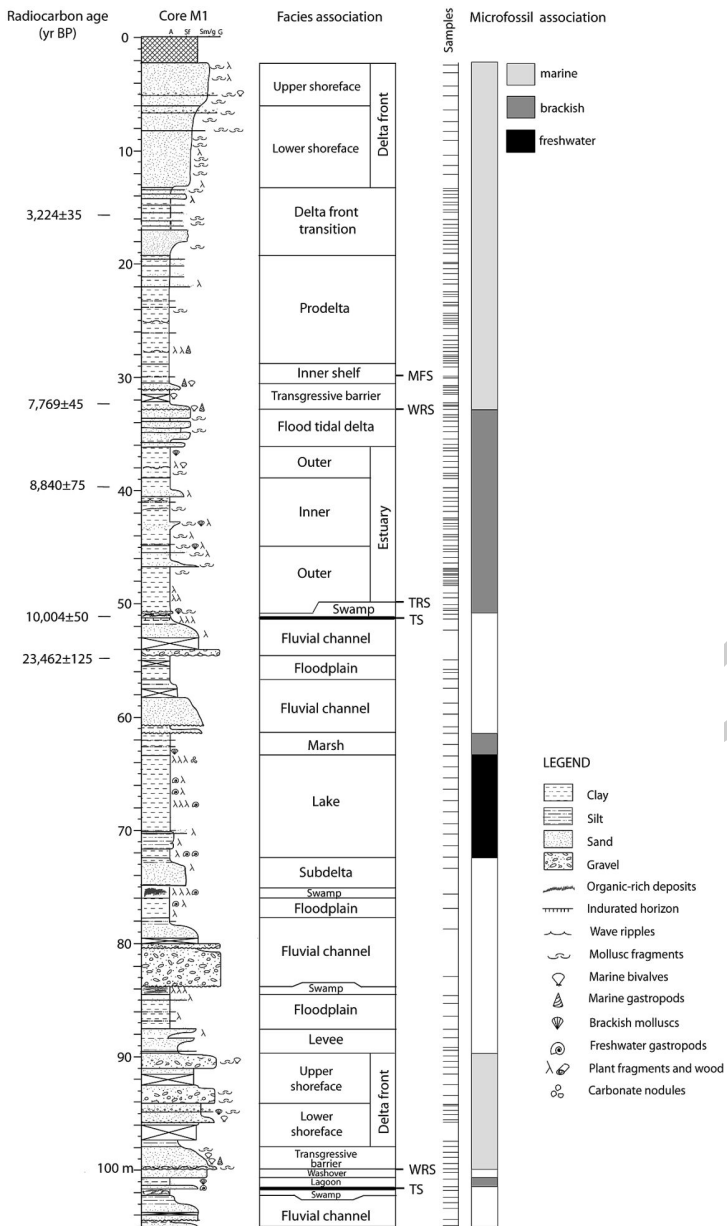


Fig. 41 - Stratigrafia e contenuto micropaleontologico del sondaggio M1 (da AGUZZI et alii, 2007; per l'ubicazione in carta si veda la Fig. 34).

superficie trasgressiva della sequenza T-R stratigraficamente più bassa è stata individuata al passaggio fra depositi continentali (datati al penultimo glaciale su base pollinica) e una sottile successione palustre - lagunare probabilmente riferibile al penultimo interglaciale (stadio isotopico 5e) sulla base dall'analisi del contenuto pollinico. Occorre tuttavia sottolineare che in assenza di datazioni radiometriche dirette una fase interglaciale più antica non può, al momento, essere esclusa. Tale sequenza spessa circa 50 m è composta dal basso verso l'alto da depositi di barriera trasgressiva e fronte deltizio costituiti prevalentemente da sabbie grossolane, e talvolta ghiaie, ricche in fossili. Attraverso un *unconformity* questi depositi passano bruscamente ad una successione di ambiente continentale comprendente depositi di riempimento di canale, di piana inondabile e lacustri - palustri (Fig. 41) formati durante l'ultimo periodo glaciale. La datazione al radiocarbonio effettuata su un campione prelevato al tetto della sequenza T-R a 55 m di profondità dal p.c. in corrispondenza di depositi fluviali interpretati come un evento di terrazzamento (AMOROSI *et alii*, 2008b) ha fornito un'età di circa 23.460 anni B.P.

Al tetto di questi depositi, ad una profondità di circa 51 m dal p.c., al passaggio con un sottile orizzonte di argille palustri, è stata collocata la superficie trasgressiva più recente datata alla base dell'Olocene (10.004 ± 50 anni non calibrati B.P.). Al di sopra della TS olocenica si sviluppa, per uno spessore di circa 20 m, una successione di depositi estuarini interpretati come il riempimento di una paleovalle formatesi durante la transizione OIS3-2 e la cui presenza è evidenziata da variazioni di spessore della sequenza olocenica (da 50 a 17 m circa) nelle varie aree del sottosuolo della pianura di Pisa (AMOROSI *et alii*, 2008a; Fig. 42).

La successione estuarina è composta prevalentemente da argille ricche in fossili salmastri di età compresa fra i 10.000 e i 7.700 anni B.P. circa. La colmatazione della paleovalle coincide con la deposizione di sabbie di barriera trasgressiva presenti in M1 a circa 30 m di profondità dal p.c. (superficie di WRS-*wave ravinement surface*) che passano verso l'alto ad argille di piattaforma interna all'interno delle quali viene collocata, su base microfossilifera in corrispondenza dell'associazione indicativa di maggior profondità delle acque, la superficie di massima ingressione (MFS) (Fig. 41). Al di sopra, fino a raggiungere la quota del piano campagna, si sviluppa una sequenza *coarsening-upward* relativa alla fase di stazionamento alto del livello del mare durante la quale si verifica una progradazione delle facies deposizionali. Argille di prodelta passano verso l'alto ad alternanze di sabbie fini e argille di transizione al fronte deltizio e successivamente a depositi sabbiosi di cordone litorale datati alla base a 3.224 ± 35 anni B.P.

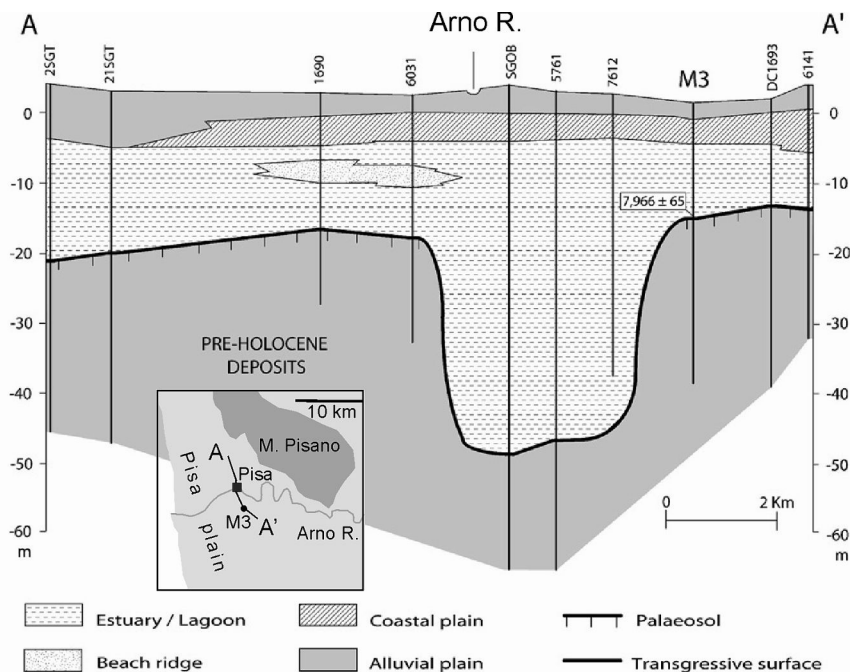


Fig. 42 - Sezione schematica nord-ovest/sud-est passante per Pisa dei primi 60 m circa del sottosuolo nella quale è evidenziata la presenza di un'incisione valliva (da AGUZZI et alii, 2007 leggermente modificata, per l'ubicazione in carta si veda Fig. 34).

5. - METODOLOGIE APPLICATE

Le esperienze più moderne di studio del sottosuolo delle aree di pianura, hanno evidenziato come la loro conoscenza necessiti di un approccio metodologico di tipo multidisciplinare, articolato in più fasi. Per la prima fase, che comprenderebbe la creazione di una banca dati geognostica da dati derivanti sia da fonti pubbliche che private e gestita in ambiente GIS, si è utilizzata quella già esistente costruita in collaborazione con la Provincia ed il Comune di Pisa (oltre mille i dati inseriti). Nella seconda fase attraverso le stratigrafie disponibili è stata realizzata una griglia di sezioni, base per la ricostruzione preliminare dell'architettura stratigrafico - deposizionale del sottosuolo, e per individuare alcune aree chiave per la perforazione di due nuovi sondaggi a carotaggio continuo, che implementassero il quadro stratigrafico disponibile.

Ciascun nuovo sondaggio è stato descritto dettagliatamente in termini di co-

lore, litologia, granulometria, strutture sedimentarie e materiali accessori (radici, frammenti di legno, materiale organico, torba, fossili). Su alcuni dei sondaggi sono state svolte sia analisi geochimiche, che hanno consentito di verificare le affinità di provenienza fra i diversi depositi, sia analisi micropaleontologiche qualitative e quantitative che hanno permesso di definire con maggior dettaglio gli ambienti deposizionali e la loro evoluzione nel tempo, oltre a posizionare correttamente la superficie di massima ingressione (MFS- *maximum flooding surface*). I dati, in tal modo acquisiti, hanno permesso di definire nove facies deposizionali, raggruppate a loro volta in quattro associazioni di facies. Analisi polliniche effettuate sul sondaggio S1 hanno ulteriormente implementato il quadro deposizionale, permettendo di verificare le eventuali relazioni fra fasi climatiche e sviluppo di sequenze T-R. Le datazioni AMS ^{14}C hanno inoltre consentito di stabilire la cronologia dei principali eventi deposizionali e di correlare correttamente le litofacies riconosciute nei vari sondaggi.

L'interpretazione, secondo i principi della stratigrafia sequenziale, di tutte le informazioni acquisite ha quindi consentito di ricostruire un quadro di evoluzione stratigrafico-deposizionale coerente sia in termini di spazio che di tempo dei depositi studiati.

Sono di seguito descritte le procedure di analisi di laboratorio.

Analisi micropaleontologiche. Il campionamento è stato eseguito con un passo variabile da 100 cm a 20 cm circa, in funzione del tipo di deposito, in modo da evidenziare variazioni anche minime nella distribuzione verticale delle microfaune.

I campioni sono stati preparati seguendo il metodo adottato da AMOROSI *et alii* (2004) per lo studio delle associazioni a foraminiferi e ostracodi dei depositi tardo-quadernari di sottosuolo della Pianura Padana. In laboratorio circa 200 - 150 grammi di campione sono stati essiccati in forno a 60 °C per otto ore al fine di eliminare l'umidità in eccesso e successivamente disciolti in acqua o in acqua più acqua ossigenata al 35% di volume in caso di campioni particolarmente coesivi. Ogni campione è stato poi setacciato a umido tramite maglie di 63 μm e successivamente asciugato in forno a 60 °C per circa 1-2 giorni.

Su tutti i campioni è stata effettuata un'analisi qualitativa del contenuto microfossilifero, tramite la quale è stato possibile distinguere i campioni adatti per un'analisi di tipo quantitativo sulla fauna a foraminiferi bentonici. I campioni contenenti un'associazione a foraminiferi autoctona e abbondante sono stati setacciati a secco tramite maglie di 125 μm e un minimo di 300 esemplari per campione sono stati contati (quando possibile) nella porzione più grossolana, dove usualmente si concentrano gli individui adulti. Tutti i dati di conteggio sono stati poi trasformati in percentuali di abbondanza relativa e utilizzati per distinguere le diverse associazioni. L'analisi tassonomica è stata effettuata sulla base delle descrizioni originali delle specie e sui lavori di CIMERMAN & LANGER (1991), SGARRELLA & MONCHAR-

MONT ZEI (1993) e FIORINI & VAIANI (2001).

Tramite l'integrazione dell'analisi quantitativa dei foraminiferi bentonici e qualitativa dell'ostracofauna, sono state distinte dieci associazioni miste, successivamente raggruppate in quattro categorie ecologiche principali denominate M, B, F e R (Tab. 9).

Tab. 9 - Associazioni microfossilifere e corrispondenti ambienti deposizionali riconosciuti nei depositi di sottosuolo.

	ASSOCIAZIONE MICROPALAEONTOLOGICA (foraminiferi e ostracodi bentonici)	AMBIENTE DEPOSIZIONALE
Md	Taxa dominanti: Miliolidae spp. (in particolare i generi <i>Adelosina</i> ; <i>Triloculina</i>); <i>Ammoniatapeda</i> e <i>A. parkinsoniana</i> ; <i>Semicytherura</i> spp.; <i>Carinocythereis</i> spp. Taxa secondari: <i>Textularia</i> spp.; <i>Loxococoncha</i> spp.	Piattaforma interna
Mb	Taxa dominanti: <i>Ammonia tepida</i> e <i>A. parkinsoniana</i> ; <i>Loxococoncha turbida</i> Taxa secondari: <i>Criboelphidium</i> spp.; <i>Quinqueloculina seminula</i> ; <i>Aubignyna perlucida</i> ; <i>Leptocythere</i> spp.; <i>Cytheridea neapolitana</i>	Prodelta/Baia esterna
Ma	Taxa dominanti: <i>Ammonia tepida</i> e <i>A. parkinsoniana</i> Taxa secondari: <i>Aubignyna perlucida</i>	Prodelta prossimale/ Baia prossimale
Bd	Taxa dominanti: <i>Ammonia tepida</i> e <i>A. parkinsoniana</i> Taxa secondari: <i>Criboelphidium</i> spp.; <i>Miliolidae</i> spp.; <i>Cyprideis torosa</i>	Laguna esterna/ Estuario esterno
Bc	Taxa dominanti: <i>Ammonia tepida</i> e <i>A. parkinsoniana</i> ; <i>Cyprideis torosa</i> Taxa secondari: <i>Criboelphidium</i> spp.; <i>Miliolinella</i> spp.; <i>Loxococoncha elliptica</i>	Laguna centrale/ Estuario centrale
Bb	Taxa dominanti: <i>Cyprideis torosa</i> Taxa secondari: <i>Ammonia tepida</i> e <i>A. parkinsoniana</i> ; <i>Loxococoncha elliptica</i>	Laguna interna/ Estuario interno/ Palude salmastra
F	Taxa dominanti: <i>Candona</i> spp. Taxa secondari: <i>Cyclocypris</i> spp.; <i>Eucypris</i> spp.	Palude dulcicola/ Lago
Rm	Esemplari con evidenti segni di rimaneggiamento o parzialmente rotti e di notevoli dimensioni appartenenti al gruppo dei Miliolidae e ai generi <i>Elphidium</i> , <i>Ammonia</i> e <i>Loxococoncha</i>	Spiaggia trasgressiva/ Fronte deltizio/ Cordone litoraneo
Rb	Pochi esemplari mal conservati di <i>Ammonia tepida</i> e <i>A. parkinsoniana</i> ; <i>Cyprideis torosa</i> e <i>Loxococoncha elliptica</i>	Flood tidal delta/ Washover
Rf	Scarsi esemplari mal conservati di foraminiferi bentonici e planctonici in associazione con rare valve di ostracodi dulcicoli	Canale fluviale/ Ventagli di rotta

Adottando la terminologia utilizzata da AMOROSI *et alii* (2004) e FIORINI (2004) per le associazioni della Pianura Padana, nel gruppo M sono state raggruppate le associazioni marine, mentre le lettere B ed F indicano, rispettivamente, associazioni di ambiente salmastro e dulcicolo. Le associazioni costituite da microfossili rimaneggiati appartengono al gruppo R. All'interno dei quattro gruppi principali, le singole associazioni e i relativi sub-ambienti sono stati distinti tramite l'utilizzo di lettere minuscole (ad esempio: Ma; Bb). L'interpretazione paleoambientale delle associazioni è stata basata su numerosi articoli riguardanti associazioni attuali a foraminiferi e ostracodi bentonici (BONADUCE *et alii*, 1975; JORISSEN, 1988; ATHERSUCH *et alii*, 1989; ALBANI & SERANDREI BARBERO, 1990; HENDERSON, 1990; RUIZ

et alii, 2000; DEBENAY *et alii*, 2006). Ulteriori informazioni sono state ottenute tramite il raffronto con le associazioni a foraminiferi e ostracodi presenti nei depositi tardo-quadernari di sottosuolo di altre aree deltizie - costiere mediterranee (AMOROSI *et alii*, 2004; CARBONI *et alii*, 2004; FIORINI, 2004 e AMOROSI *et alii*, 2008a).

Analisi polliniche. I campioni sono stati preparati seguendo il metodo convenzionale di MOORE & WEBB (1978), che prevede l'utilizzo di progressivi attacchi con acidi e basi per concentrare il contenuto pollinico. Per ogni campione circa 2 grammi di sedimento, precedentemente essiccato a circa 40°C in forno, sono stati trattati con HCl (20%), HF (40%) e NaOH (10%). Il calcolo delle concentrazioni polliniche (esprese in "granuli di pollini/grammo di sedimento") è stato possibile grazie all'inserimento di un numero noto di spore di *Lycopodium* sp. per una specifica quantità di sedimento (STOCKMARR, 1971). Una media di 300 granuli sono stati contati per campione.

L'identificazione dei *taxa* pollinici si è basata sulle indicazioni e sul materiale fotografico presente nei lavori di MOORE & WEBB (1978) e REILLE (1992). I diagrammi pollinici sono stati ottenuti percentualizzando i dati dei conteggi, distinguendo gli elementi arborei (AP) da quelli non arborei (NAP) e raggruppando i vari *taxa*, entro queste due categorie principali, in base alle loro caratteristiche ecologico - climatiche (AGUZZI *et alii*, 2007; RICCI LUCCHI, 2008; AMOROSI *et alii*, 2009). Il diagramma di abbondanza relativa delle piante igro-idrofite è riportato separatamente in quanto non utilizzabile per una ricostruzione paleoclimatica. Alte percentuali di piante igro-idrofite sono però indicative della presenza *in situ* o in prossimità di ambienti palustri.

L'osservazione e l'interpretazione degli spettri pollinici hanno permesso di riconoscere variazioni nelle concentrazioni polliniche e nella tipologia della copertura vegetazionale correlabili a cambiamenti paleoclimatici (valori di paleotemperatura e paleoumidità) avvenuti durante il periodo tardo-Quaternario nell'area in esame.

Analisi radiometriche. Il materiale campionato per le analisi radiometriche (gusci di bivalve e gasteropodi, argilla o limo organico, legno e porzioni di livelli torbosi) è stato sottoposto a datazione tramite il metodo del radiocarbonio a spettrometria di massa ad alta risoluzione (AMS). Le analisi sui campioni sono state eseguite presso il laboratorio CEDAD di Lecce ed il laboratorio Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory di Miami (USA). Per la calibrazione delle datazioni sono stati usati i database "INTCAL04" per i campioni di origine continentale (REIMER *et alii*, 2004), e "MARINE04" (HUGHEN *et alii*, 2004) per i campioni marini.

6. - FACIES ED ASSOCIAZIONI DI FACIES RICONOSCIUTE NEL SOTTO-SUOLO

Sulla base dei dati acquisiti è stato possibile riconoscere quattro associazioni di facies (AMOROSI, 2006; AGUZZI *et alii*, 2007; AMOROSI *et alii*, 2008a) riconducibili ai sistemi deposizionali di pianura alluvionale, di piana costiera, di estuario-laguna e deltizio-litorale. Di seguito è riportata la descrizione di dettaglio delle facies associate ai diversi sistemi.

6.1. - ASSOCIAZIONE DI PIANURA ALLUVIONALE

All'interno dell'associazione di facies di Pianura Alluvionale sono state distinte tre facies deposizionali in reciproci rapporti di latero-verticalità. I depositi di Pianura Alluvionale mostrano rapporti di eteropia con i depositi dell'associazione di facies di Pianura Costiera.

6.1.1. - *Facies di piana inondabile*

Argille, argille limose e limi argillosi, con rare intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose, di aspetto massivo, bioturbati, di colore variabile da grigio screziato ad ocra, messi in posto per processi di prevalente decantazione (Fig. 43).

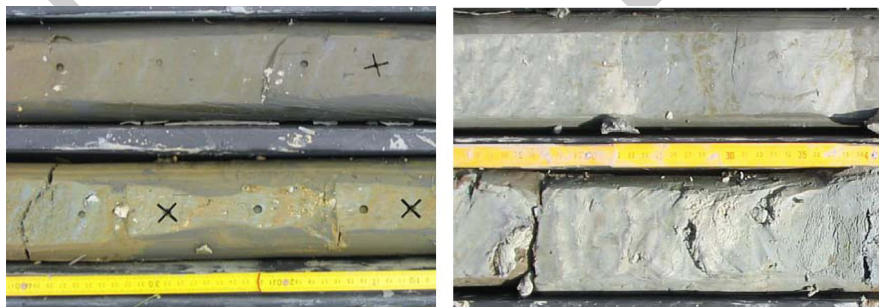


Fig. 43 - *Facies di piana inondabile* (foto dal sondaggio Kindu e SI; per l'ubicazione in carta si veda Fig. 52). In evidenza le screziature e i noduli carbonatici presenti nelle argille.

Sono assenti fossili. La presenza di noduli calcarei millimetrici, talvolta dell'ordine del centimetro, di screziature nel colore e di livelli sovra-consolidati sono in-

dicativi di processi pedogenetici dovuti a fasi più o meno prolungate di esposizione subaerea

6.1.2. - *Facies di argine*

Alternanze decimetriche di limi argillosi e sabbie limose prive di contenuto fossilifero e localmente caratterizzate dalla presenza di materiale organico di origine vegetale (Fig. 44). Rispetto alla facies di piana inondabile l'aumento della frazione limosa e sabbiosa, alla quale generalmente corrisponde una diminuzione del grado di pedogenesi, è indicativa di una maggiore vicinanza alle aree di canale.



Fig. 44 - *Facies di argine* (foto da sondaggio S1; per ubicazione in carta si veda Fig. 52). Sono evidenti le alternanze millimetriche tra limi argillosi e sabbie limose e la presenza di materiale organico di origine vegetale

6.1.3. - *Facies di canale fluviale/crevasse splay*

Sabbie da grossolane a medie, di colore da grigio chiaro a grigio scuro, talvolta con tonalità tendenti al marrone chiaro, organizzate in sequenze *fining-upward* (FU) che, in certi casi, presentano al tetto alternanze centimetriche di limi e sabbie (Fig. 45). Lo spessore è variabile da pochi decimetri ad alcuni metri. Contengono



Fig. 45 - *Facies di canale fluviale* (foto da sondaggio P1; per l'ubicazione in carta si veda Fig. 52). Sabbie organizzate in sequenza FU che passano verso l'alto a depositi fini di argine/pianura alluvionale a loro volta tagliati al tetto da una superficie erosiva che segna l'impostazione di un nuovo canale fluviale.

frequentemente resti vegetali e pezzi di legno, e più raramente foraminiferi con evidenze di trasporto (associazione Rf, Tab. 9) e bioclasti di molluschi (ad esempio Cardidi) rimaneggiati. Quando lo spessore delle sabbie è compreso entro le poche decine di centimetri e il contatto basale, rispetto ai sottostanti depositi di piana inondabile, è graduale o netto ma non evidentemente erosivo, sono interpretate come depositi di *crevasse splay*.

6.2. - ASSOCIAZIONE DI PIANURA COSTIERA

All'interno dell'associazione di facies di pianura costiera sono state distinte due facies deposizionali in reciproci rapporti di latero-verticalità. I depositi di pianura costiera sono eteropici ai depositi di pianura alluvionale e di estuario-laguna.

6.2.1. - Facies di piana costiera e palude

Argille limose, argille e limi argillosi di colore variabile dal grigio scuro al marrone scuro, fino al nero, ricchi in sostanza organica (Fig 46 a-b). La particolare abbondanza di resti vegetali o legni, la mancanza o lo scarso grado di pedogenesi e l'assenza di screziature ocracee differenziano questa facies dai depositi di piana



Fig. 46 - Facies di piana costiera e palude. (foto dal sondaggio P1 e S5 rispettivamente; per l'ubicazione in carta si veda Fig. 52). a) argille limose ricche in materiale organico di origine vegetale di colore grigio. Si noti l'assenza di screziature e noduli carbonatici. Alla base è visibile il passaggio stratigrafico dai sottostanti depositi lagunari fossiliferi; b) particolare di depositi palustri. In evidenza la presenza di livelli di accumulo di resti vegetali.

inondabile. In alcuni casi gli accumuli organici costituiscono dei livelli di torba palustri continui. Sulla base del contenuto microfossilifero (Tab. 9) sono stati distinti depositi di *swamp* o di palude dulcicola (associazione microfossilifera F) e depositi di *marsh* o di palude debolmente salmastra (associazione microfossilifera Bb). Talvolta, è stata riscontrata la presenza di bioclasti di gasteropodi dulcicoli.

6.2.2. - *Facies di canale distributore*

Sabbie da fini a medie di spessore variabile ma generalmente non superiore ai 3 m ed organizzate in sequenze FU a stratificazione incrociata concava (Fig. 47). Sono presenti abbondanti resti vegetali e pezzi di legno che costituiscono la



Fig. 47 - *Facies di canale distributore* (foto da scavo presso la stazione di Pisa). Sabbie da medie a grossolane di canale distributore dove è visibile una stratificazione incrociata concava ad alto angolo e frammenti di legni indicati dalla freccia.

caratteristica principale che li differenzia dai depositi di canale fluviale insieme ai rapporti di latero - verticalità con depositi di pianura costiera.

6.3. - ASSOCIAZIONE DI LAGUNA - ESTUARIO

All'interno dell'associazione di facies di Laguna-Estuario sono state distinte due facies deposizionali in reciproci rapporti di latero-verticalità. I depositi di Laguna-Estuario sono eteropici ai depositi di pianura costiera e deltizio-litorali.

6.3.1. - *Depositi di foce interna di estuario* (Bay-head delta)

Sabbie, con componente limosa, di colore da grigio a grigio-verde, tendenzialmente organizzate in sequenze *fining-upward* (FU) e di spessore dell'ordine del metro. Talvolta in questi depositi sono stati osservati resti vegetali e pezzetti di legno, mentre sono generalmente assenti i fossili (Fig. 48). I rapporti di latero - verticalità con le facies estuarine a granulometria fine (vedere paragrafo successivo 6.3.2.) permettono di attribuire questi depositi ad un ambiente di *bay-head delta*.



Fig. 48 - *Facies di Bay-head delta* (foto dal sondaggio S1; per l'ubicazione in carta si veda Fig. 52). Sabbie e sabbie limose grigie con saltuaria presenza di materiale organico di origine vegetale.

6.3.2.- *Facies di laguna - estuario*

Argille, argille limose e limi di consistenza plastica e di colore grigio, ricchi in Cardidi e con rare intercalazioni di sabbie limose depostesi per processi di prevalente decantazione in un ambiente a bassa energia (Fig. 49).

In alcuni casi sono stati osservati frammenti di legno. La distinzione fra depositi estuarini e lagunari è possibile in funzione dell'individuazione del contesto stratigrafico nel quale si collocano (depositi estuarini all'interno del riempimento di un'incisione valliva secondo il modello di ZAITLIN *et alii*, 1994; depositi lagunari

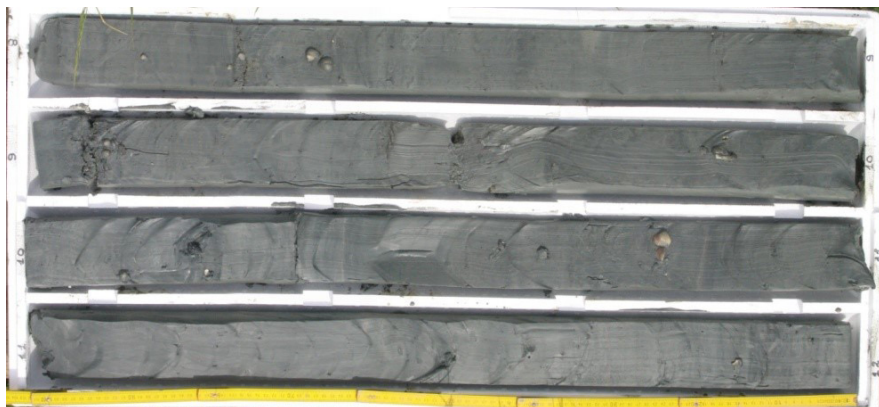


Fig. 49 - *Facies di laguna-estuario (foto dal sondaggio P1; per l'ubicazione in carta si veda Fig. 52). Argille e argille limose plastiche grigie con cardi.*

ri in contesti extra-vallivi) e in base al loro spessore che risulta essere nettamente maggiore (5-20 m) nei contesti estuarini- di riempimento di valle incisa. In funzione delle associazioni fossilifere presenti (Tab. 9) è stato possibile distinguere, all'interno dell'ambiente di estuario e di laguna, una porzione più esterna ad elevata influenza marina (associazione Bd), una porzione centrale a moderata influenza marina (associazione Bc) ed, infine, una porzione più interna a scarsa influenza marina (associazione Bb).

6.4. - ASSOCIAZIONE DELTIZIO-LITORALE

All'interno dell'associazione di facies deltizio-litorale sono state distinte due facies deposizionali in reciproci rapporti di latero-verticalità. I depositi deltizio-litorali sono eteropici ai depositi di laguna-estuario e di pianura costiera.

6.4.1. - *Facies di spiaggia sommersa e fronte deltizio*

Sabbie da fini a medie ricche in macrofossili e microfossili con evidenze di rimaneggiamento (associazione Rm, Tab. 9). La distinzione fra depositi di spiaggia sommersa trasgressiva e di fronte deltizio è stata basata su specifiche caratteristiche stratigrafiche. I primi hanno uno spessore ridotto, sono caratterizzati da un'evidente sequenza FU e *deepening upward* e un contatto alla base netto o erosivo, spesso marcato da un *lag* conchigliare, interpretato come l'espressione della trasgressione

della linea di costa (*wave ravinement surface* di SWIFT, 1968 e NUMMENDAL & SWIFT, 1987). I secondi mostrano spessori maggiori e un classico trend *coarsening* e *shallowing upwards*. La porzione più grossolana è interpretata come depostasi in ambiente di *shoreface* superiore (Fig. 50), mentre quella sottostante, a granulometria più fine, in un ambiente di *shoreface* inferiore. Questi depositi sabbiosi costituiscono nel sottosuolo un corpo cuneiforme che trova espressione in affioramento nel sistema di cordoni litorali formatasi durante le fasi tardo-oloceniche di progradazione del delta dell'Arno e che costituiscono la porzione costiera della pianura di Pisa.



Fig. 50- *Facies di mare basso* (foto da sondaggio P2, per ubicazione in carta si veda Fig. 52). Sabbie medie-grossolane di *shoreface* superiore con accumuli conchigliari.

6.4.2. - *Facies di prodelta - baia*

Argille e argille limose, di colore grigio (Fig. 51) contenenti un'abbondante microfauna bentonica, tipica di un ambiente marino di bassa profondità e fluvio-influenzato (associazione Ma e Mb, Tab. 9).

Possono essere presenti livelli millimetrico-centimetrici in sabbie fini e sabbie limose, che tendono progressivamente ad aumentare in spessore e frequenza verso l'alto stratigrafico, al passaggio graduale con i depositi di fronte deltizio.

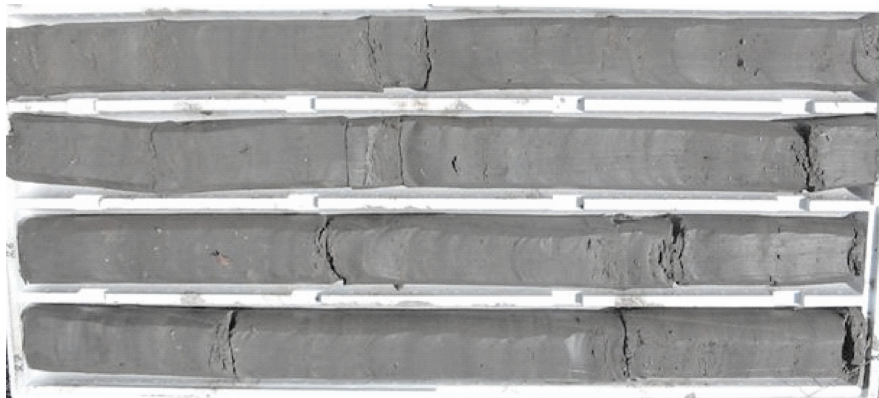


Fig. 51 - *Facies di prodelta* (foto da sondaggio M1, si veda Fig. 34 per l'ubicazione). Argille e argille limose interpretate nel sondaggio BG come di prodelta. Nella foto la stessa facies come si presenta nel sondaggio M1.

7. - ARCHITETTURA DEPOSIZIONALE DEI DEPOSITI TARDO PLEISTO-CENICI-OLOCENICI DI SOTTOSUOLO

All'interno del Foglio 273 Pisa l'esecuzione di due nuovi sondaggi a carotaggio continuo di profondità variabile fra 30 e 60 m dal p.c. (P2 e P1 rispettivamente) insieme all'analisi del contenuto pollinico del sondaggio S1, ha permesso di approfondire la conoscenza dell'architettura deposizionale del primo sottosuolo. E' stato quindi possibile ridefinire con maggior dettaglio, attraverso una serie di sezioni tra loro circa ortogonali (Fig. 52), la sequenza trasgressivo-regressiva di età tardo pleistocenica-olocenica descritta da AGUZZI *et alii* (2007) che è caratterizzata da notevoli variazioni laterali di spessore (da 50 a 17 m circa). Tali variazioni di spessore, associate ai bruschi cambiamenti di facies registrati nel sottosuolo della pianura di Pisa (passaggio laterale da una successione estuarina a depositi di canale fluviale spessi anche fino a 20 m), sono coerenti con l'esistenza di una incisione valliva formatesi in concomitanza dell'ultimo glaciale e successivamente riempita durante il periodo tardi-glaciale olocenico.

La paleovalle è caratterizzata da un'ampiezza di circa 5-7 Km (AMOROSI *et alii*, 2008a) e soddisfa i tre principali criteri, stabiliti da FIELDING & GIBLING (2005), come diagnostici per il riconoscimento di riempimenti vallivi: i) un'ampia superficie di erosione basale tracciabile lateralmente al di fuori dei singoli corpi di canale; ii) una dimensione di un ordine di grandezza superiore a quella di ciascun singolo canale e iii) una profondità di erosione nettamente maggiore di quella di qualsiasi altra forma di canale presente. Il rapporto ampiezza-spessore della paleovalle, il cui

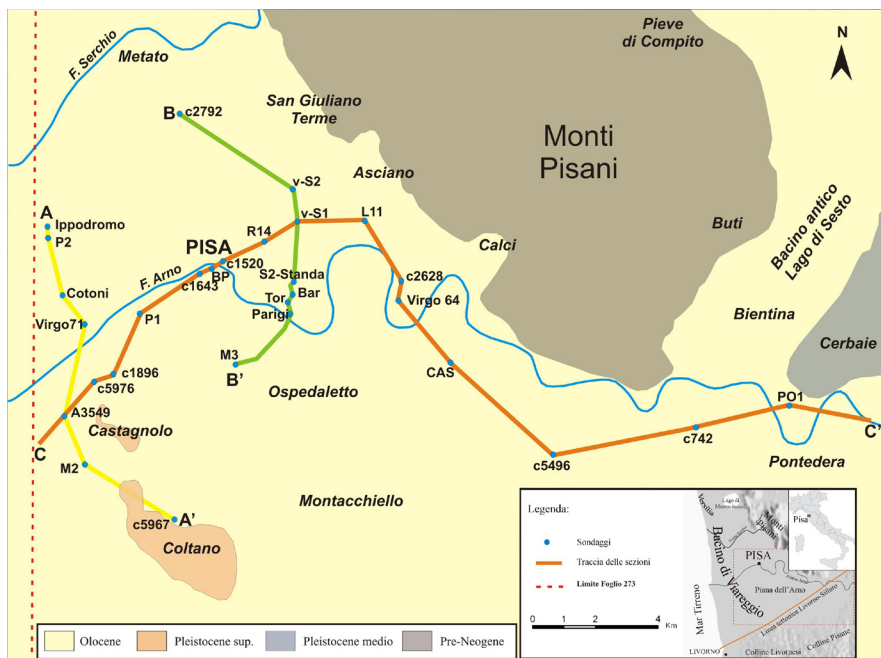


Fig. 52 - Ubicazione dei sondaggi utilizzati e traccia delle sezioni di sottosuolo delle Figg 53, 57. La linea tratteggiata arancione sulla sinistra indica il limite ovest del Foglio 273 Pisa.

valore è compreso fra circa 125 e 200, è coerente con lo sviluppo di una incisione valliva entro depositi non litificati (GIBLING, 2006), che nel caso specifico sono rappresentati da una spessa successione fluviale formatasi durante l'ultimo periodo glaciale.

Per quanto concerne il riempimento vallivo, i passaggi di facies registrati all'interno della paleovalle, sono stati riconosciuti lungo sezioni stratigrafiche fra loro circa ortogonali (Fig. 52).

La successione di riempimento è caratterizzata da uno spessore abbastanza omogeneo (circa 35 m) ed è delimitata alla base da una superficie trasgressiva (TS) fisicamente rintracciabile nei vari dati di sondaggio e correlabile a scala di bacino. In generale, il processo di riempimento della paleovalle, come ben evidenziato nel sondaggio S1 (Figg. 53a e 54), si realizza attraverso tre cicli deposizionali trasgressivo-regressivi ad alta frequenza, in un intervallo di tempo compreso fra circa 13.000 e 8.000 anni calibrati B.P.

Concluso il processo di riempimento vallivo si sviluppa un'ulteriore sequenza trasgressiva che termina con la fase di massima ingressione, alla quale fa seguito

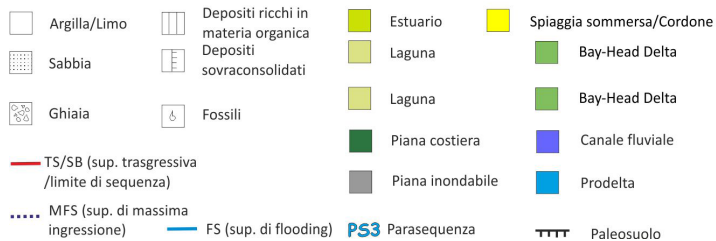
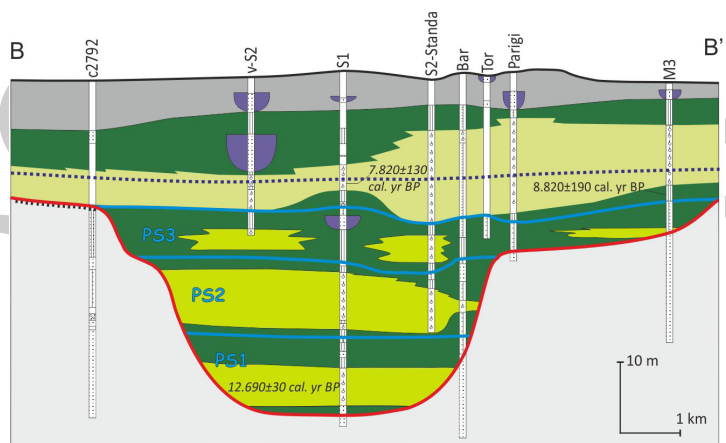
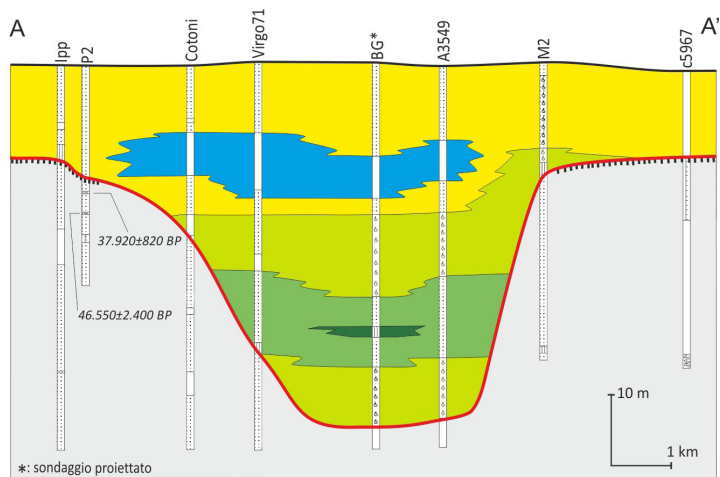


Fig. 53 – Sezioni trasversali allo sviluppo della paleovalle tardo-quadernaria e architettura stratigrafico-deposizionale della sequenza di riempimento e di post-riempimento (si veda la Fig. 52 per la traccia in carta delle sezioni): a) sezione del settore prossimale della sequenza tardo pleistocenica-olocenica; b) sezione del settore distale della sequenza tardo pleistocenica-olocenica.

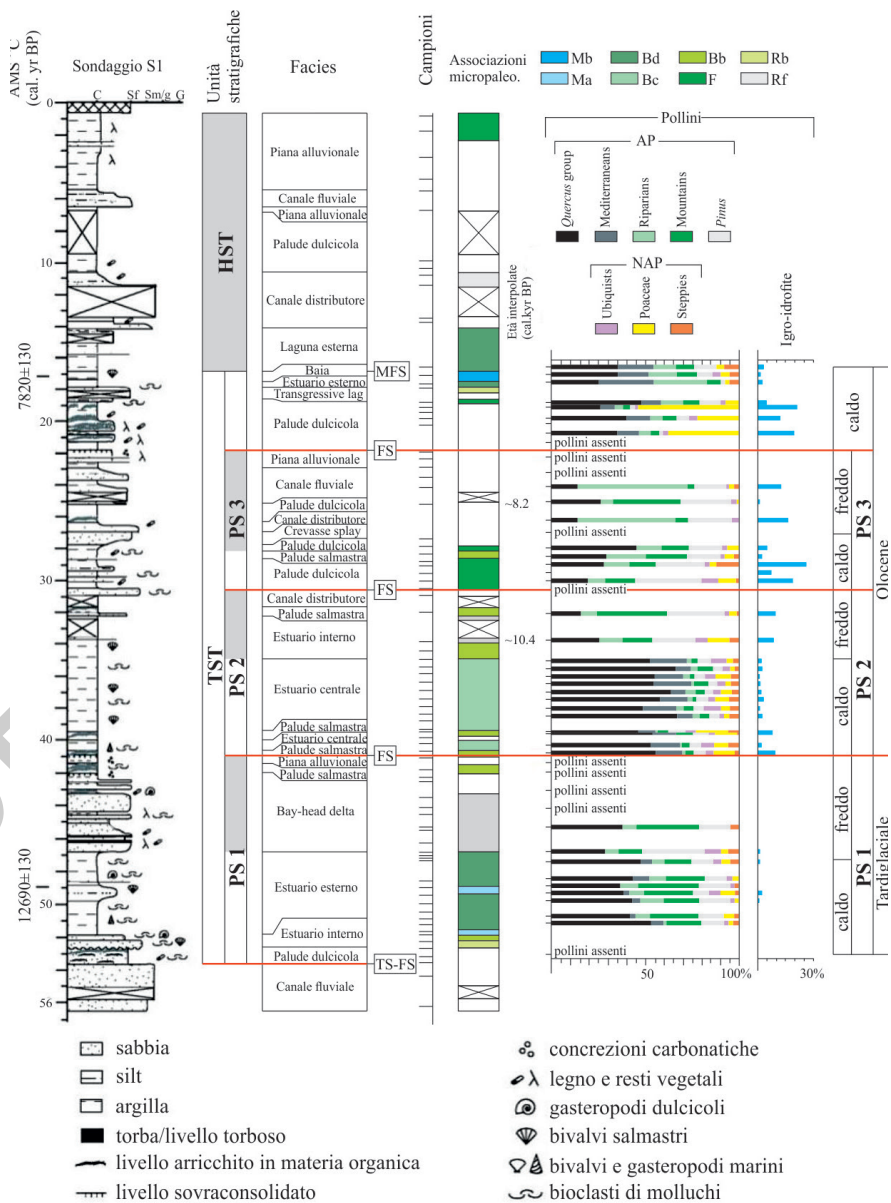


Fig. 54 - Sedimentologia, micropaleontologia e stratigrafia pollinica del sondaggio S1 (si veda la Fig. 52 per l'ubicazione in carta). PS1-PS3: parasequenze, la cui porzione regressiva è evidenziata in grigio; TS: superficie trasgressiva; FS: superficie di inondazione; MFS: superficie di massima ingressione (da AMOROSI et alii, 2009 modificata).

una fase di progradazione delizia ad opera dei fiumi Arno e Serchio, con conseguente sviluppo della pianura di Pisa nella sua conformazione attuale.

Nella porzione più prossimale, poco ad est di Pisa (si veda la Fig. 52 per la traccia delle sezioni), la stratigrafia del riempimento della paleovalle e della porzione post riempimento è ben documentata dal sondaggio S1, che ha raggiunto la profondità di 56 m dal p.c. (Figg. 53a e 54). Dal basso verso l'alto, dopo un primo spessore di circa 3 m di sabbie di canale fluviale delimitate, al tetto dalla superficie trasgressiva (TS), si sviluppa la sequenza di riempimento vallivo spessa circa 35 m e costituita da alternanze cicliche di depositi estuarini e di pianura costiera. Questa sequenza mostra forti analogie con quella descritta per il sondaggio M1, ubicato in prossimità dell'attuale linea di costa in località Tirrenia, al quale si rimanda per una descrizione di dettaglio (AGUZZI *et alii*, 2007). Ciascuno di questi cicli deposizionali forma una successione *shallowing-upward* di spessore compreso fra 8 e 12 m e delimitata a base e tetto da superfici di inondazione (*flooding surfaces*-FS), costituendo di fatto una parasequenza *sensu* VAN WAGONER *et alii* (1990).

In particolare all'interno della successione di riempimento più prossimale della paleovalle, sono state individuate tre parasequenze, denominate PS1, PS2, PS3 (Fig. 54) che documentano cambiamenti nelle facies sedimentarie e nelle condizioni di paleo-salinità in risposta a oscillazioni della posizione linea di costa (AMOROSI *et alii*, 2009). I primi depositi trasgressivi (base PS1) sono caratterizzati da un *lag* trasgressivo ricco in molluschi, sviluppatosi al di sopra di un sottile spessore di sedimenti palustri (Fig. 55a). Questi depositi passano verso l'alto ad una successione estuarina spessa circa 5 m, contenenti una associazione microfossilifera (Bd e Ma) tipica di un ambiente salmastro a forte influenza marina. La datazione con il radiocarbonio eseguita in questi depositi fornisce un'età di 12.690 ± 130 anni calibrati B.P. (Fig. 54). La porzione sabbiosa (spessa 4 m) della PS1 registra la progressiva progradazione di un sistema di *bay-head delta*, ed è delimitato al tetto da depositi di pianura costiera pedogenizzati (Fig. 55b).

La parte basale della PS2 è costituita da un sottile spessore di depositi di palude salmastra ai quali si sovrappongono depositi di estuario centrale (central estuary) contenenti una associazione fossilifera Bc (Figg. 54 e 55b) indicativa del ristabilirsi di condizioni piuttosto aperte. Il successivo *trend* regressivo, registrato al tetto di PS2, è evidenziato dal passaggio a depositi di estuario interno e di pianura costiera caratterizzati dalla associazione microfossilifera Bb.

Una nuova pulsazione trasgressiva è documentata alla base della PS3 dalla presenza di depositi di palude dulcicola (associazione fossilifera F) che passano verso l'alto a depositi argillosi di palude salmastra caratterizzati dall'associazione Bb (Fig. 54). Questa parasequenza, diversamente dalle precedenti, non mostra evidenze di spostamenti significativi verso terra delle facies (assenza di depositi estuarini in s.s.).

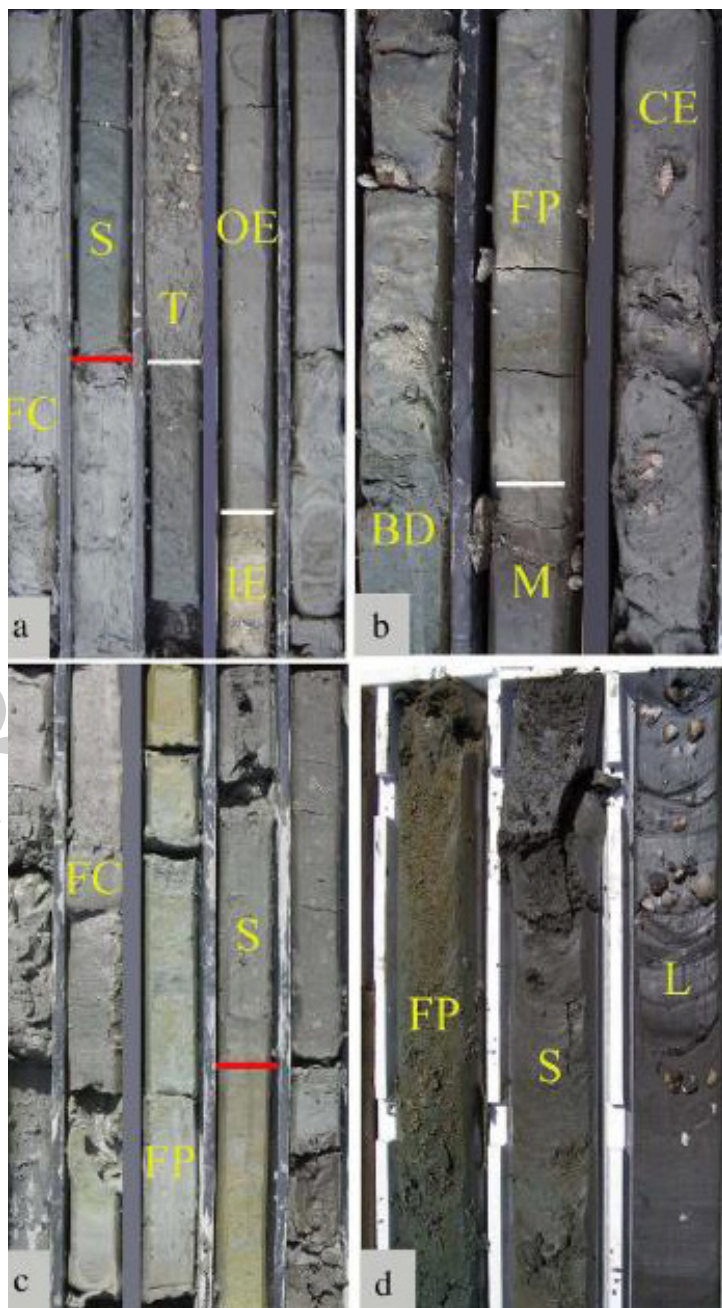


Fig. 55 (pagina precedente) - Immagini rappresentative del sondaggio S1 dove sono evidenziati i cambiamenti di facies (si veda Fig. 52 per l'ubicazione in carta). Le linee rosse indicano le superfici trasgressive (TS) mentre le linee bianche corrispondono a limiti di facies. a) sabbie di canale fluviale pre-incisione del tardo Pleistocene (FC) passanti bruscamente verso l'alto ad una successione trasgressiva costituita da depositi di palude dulcicola (swamp - S), da un lag trasgressivo (T) e da depositi di estuario interno (IE) ed esterno (OE) che formano la porzione basale della PS1; b) depositi di bay-head delta pedogenizzati (BD) e di piana inondabile (FP), separati da un piccolo spessore di depositi di palude salmastra (marsh - M) al tetto della PS1, sormontati a loro volta da depositi trasgressivi di estuario centrale (CE) che costituiscono la parte basale della PS2, c) depositi di canale fluviale (FC) e di piana inondabile (FP) appartenenti alla porzione sommitale di PS3 e passanti verso l'alto a depositi palustri (S); la linea rossa rappresenta la più alta superficie di inondazione al di sotto della MFS; d) dettaglio della porzione regressiva di PS3 dal sondaggio P1 perforato 6 km ad ovest di S1 (si veda Fig. 52 per l'ubicazione in carta) che mostra depositi di piana inondabile sovra-consolidati (FP) che passano verso l'alto ad una successione trasgressiva costituita da depositi di palude (S) e di laguna (L) (da AMOROSI et alii, 2009, modificata).

I depositi di pianura costiera e di pianura alluvionale costituiscono la porzione regressiva di PS3, che è caratterizzata al tetto da un orizzonte pedogenizzato sovra-consolidato (Figg. 54 e 55c-d).

Una quarta superficie di annegamento, base di una successione trasgressiva con evidenti tendenze *deepening upward* (depositi di palude dulcicola, laguna e infine a baia), è registrata al di sopra della PS3.

La superficie di massima ingressione, datata a 7.820 ± 130 anni calibrati B.P. (Fig. 54), identificata sulla base di evidenze micropaleontologiche (presenza dell'associazione con la più alta affinità marina-associazione Mb) all'interno di uno spessore omogeneo di argille, segna la conclusione del *trend* trasgressivo e l'inizio della fase di stazionamento alto associato a progradazione deltizia. Cambiamenti climatici ad alta frequenza (AMOROSI et alii, 2009), con periodicità circa millenaria, sembrano aver avuto un controllo decisivo nello sviluppo delle tre parasequenze come documentato dalla stratigrafia pollinica. Infatti, gli spettri pollinici (Fig. 54) mostrano, invariabilmente, una espansione delle foreste a latifoglie in corrispondenza dei limiti delle parasequenze (superfici di annegamento) suggerendo una stretta relazione fra fasi climatiche calde ed episodi di risalita del livello marino.

Viceversa, durante le fasi di debole caduta del livello marino o di stazionamento dello stesso gli spettri pollinici evidenziano lo sviluppo di comunità freddo-temperate (porzioni superiori delle parasequenze), suggerendo fasi di transizione verso condizioni climatiche temporaneamente più fredde.

La ricostruzione dell'architettura delle parasequenze sulla base dei dati stratigrafici, unitamente alla caratterizzazione paleoclimatica fornita dai pollini e alle datazioni al radiocarbonio, hanno consentito l'identificazione di tre principali pulsazioni regressive (porzione sommitale delle parasequenze PS1-3) a scala millenaria, due delle quali sono correlabili con i più significativi eventi di raffreddamento climatico verificatisi durante l'attuale interglaciale: lo *Younger Dryas* per la parasequenza PS1 e l'evento degli 8.200 anni o "*Bond's event 5*" (STUIVER et alii, 1995;

ALLEY *et alii*, 1997; KLITGAARD-KRISTENSEN *et alii*, 1998; ALLEY, 2000; RASMUSSEN *et alii*, 2007; THOMAS *et alii*, 2007) per la parasequenza PS3.

Come evidenziato dalla sezione riportata in Fig. 53a, il sondaggio S1 attraversa la porzione depocentrale della paleovalle mentre spostandosi verso nord-ovest e verso sud-est gli spessori dei depositi di riempimento tendono rapidamente a ridursi, fino a raggiungere uno spessore di circa 17 m in corrispondenza delle aree di argine (sondaggi c2792 e M3, si veda Fig. 53a). La porzione trasgressiva della successione post-riempimento al di sopra della PS3 in S1 è costituita prevalentemente da argille lagunari fortemente compressibili, note nel linguaggio locale come “pancone”, e datate nel sondaggio M3 a 8.820 ± 190 anni calibrati B.P. (Fig. 53a). Questi depositi rappresentano il primo episodio deposizionale post-riempimento vallivo che amplia l'area deposizionale al di fuori della valle nelle aree di interfluvio. All'interno di questi depositi (Fig. 54) è stata riconosciuta su base micropaleontologica (associazione Mb) la superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface*-MFS).

Al di sopra della MFS, si sviluppa il sistema progradante di *highstand* collegato alle attività del sistema fluviale dell'Arno e del Serchio, con la conseguente deposizione di depositi di pianura deltizio-costiera nella porzione basale e fluviali nella porzione sommitale.

Spostandosi verso le aree di deposizione più distali la sequenza di riempimento vallivo mostra caratteristiche diverse (53b). Per la costruzione della sezione in questa porzione della paleovalle (si veda la Fig. 52 per la traccia della sezione) sono state di riferimento le stratigrafie dei sondaggi M2, P2 e BG (Bigattiera). Di quest'ultimo, perforato alla fine degli anni '70 e sul quale furono svolte analisi sedimentologiche e paleontologiche (SARTORI, 1978), sono stati reinterpretati gli ambienti deposizionali e posizionate le superfici stratigrafico sequenziali chiave.

La superficie trasgressiva (TS), nella porzione circa-depocentrale della paleovalle in corrispondenza del sondaggio BG è stata posizionata alla profondità di circa 50 m, in corrispondenza del brusco passaggio tra argille di piana inondabile e argille fossilifere di ambiente estuarino (Fig. 53b). I dati disponibili in questa area non hanno consentito di individuare con sufficiente sicurezza le parasequenze riconosciute in posizione più prossimale, in corrispondenza del sondaggio S1, anche se alcuni *trend* più generali, indicativi di un processo di riempimento avvenuto attraverso più pulsazioni trasgressivo-regressive, sono altrettanto riconoscibili. Ad esempio, un primo *trend* trasgressivo-regressivo è riconoscibile nel sondaggio BG al passaggio tra le argille estuarine fossilifere, alla base della paleovalle e i sovrastanti depositi sabbiosi di *bay-head delta*. Questi ultimi a loro volta sono separati da un piccolo deposito di palude salmastra che potrebbe costituire la base di una nuova parasequenza con il secondo episodio sabbioso di *bay-head delta* a costituire la corrispondente porzione regressiva. La successiva deposizione di argille estuari-

ne ed il passaggio a depositi di spiaggia trasgressiva e di prodelta costituiscono la colmatazione della paleovalle e la fase finale del *trend* trasgressivo. Lungo questa trasversale la mancanza di dati micropaleontologici di qualità ha impedito l'identificazione della MFS che dovrebbe però situarsi, anche sulla base di correlazioni con i sondaggi situati al di fuori del Foglio 273 Pisa lungo l'attuale linea di costa, all'interno dei depositi di prodelta (AMOROSI *et alii*, 2008a). I successivi depositi di stazionamento alto sono caratterizzati dallo sviluppo di facies progradazionali di spiaggia sommersa ed emersa che si ricollegano in superficie ai sistemi di cordoni litorali. Spostandosi lateralmente sia verso sud che verso nord, lo spessore della sequenza olocenica tende rapidamente a diminuire e, all'altezza dei sondaggi M2 e P2, si riduce a circa 16 m.

Il sondaggio P2 (Fig. 56) è molto importante al fine della definizione della geometria della paleovalle, per la presenza di alcune datazioni ^{14}C effettuate su

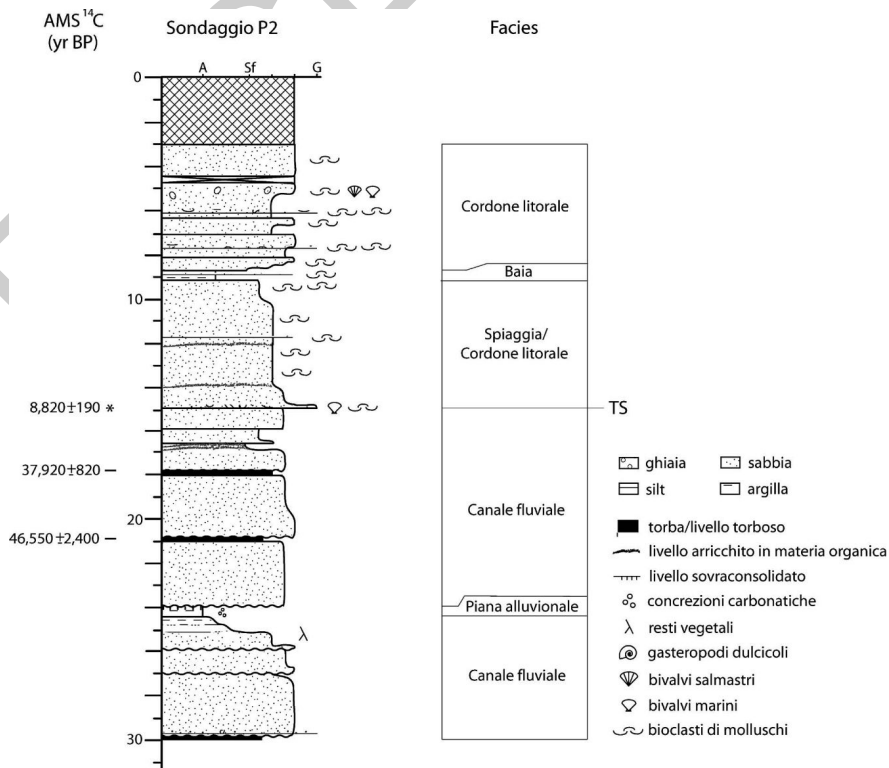


Fig. 56 - Stratigrafia del Sondaggio P2 con interpretazione degli ambienti deposizionali (si veda la Fig. 52 per l'ubicazione in carta).

campioni di carote appena al di sotto della TS, che hanno fornito età comprese tra 37.920 ± 820 e 46.550 ± 2.400 anni B.P. Queste datazioni associate all'età di 8.820 ± 190 anni calibrati B.P. (si veda sondaggio M3, Fig. 53a) dei primi depositi trasgressivi al di sopra delle aree di argine evidenziano l'intercorrere di uno *hiatus* deposizionale di almeno 30.000 anni tra la formazione dell'argine in conseguenza dell'incisione valliva ed il processo finale di colmatazione. La presenza di uno *hiatus* deposizionale tra i depositi di argine e i sovrastanti depositi trasgressivi è ulteriormente confermata dall'esito preliminare di analisi geochimiche che evidenziano sia una forte affinità tra le facies pre-incisione di P2 e S1 sia una loro netta differenziazione con i depositi trasgressivi di riempimento e post-riempimento val-livo (GIACOMELLI, 2008).

Le conseguenti implicazioni stratigrafico-sequenziali saranno discusse nel capitolo successivo dedicato alla stratigrafia sequenziale.

L'analisi di una sezione circa ortogonale a quelle precedentemente descritte (Fig. 57), estesa a tutta l'area compresa all'interno del Foglio 273 Pisa, rivela un maggior grado di complessità nella definizione dei rapporti di latero-verticalità tra le varie facies deposizionali anche a causa dell'assenza di dati di qualità omogeneamente distribuiti. In ogni caso il quadro stratigrafico-deposizionale acquisito nei lavori più recenti (AGUZZI *et alii*, 2006, 2007; AMOROSI *et alii*, 2008a, 2009; SARTI *et alii*, 2008d) ha costituito la base per la costruzione e l'interpretazione della sezione dove le correlazioni sono state effettuate non attraverso un criterio prettamente litologico, ma considerando facies deposizionali delimitate da linee tempo all'interno di un quadro di evoluzione stratigrafico-deposizionale coerente.

La sezione attraversa l'intera area di pianura, dai cordoni dunari più antichi ad ovest del Foglio fino alla zona di Pontedera ad est, secondo una spezzata che intercetta 19 sondaggi, dei quali 16 appartenenti alla banca dati geognostica della Provincia e del Comune di Pisa e tre (P1, P2, S1) realizzati o studiati all'interno del progetto CARG.

Nella porzione orientale della sezione, che costituisce il settore deposizionale più prossimale, la superficie trasgressiva TS passa all'interno di depositi fluviali ed è quindi di più difficile riconoscimento (Fig. 57). In linea generale secondo i modelli di riferimento classici di SHANLEY *et alii* (1993), SHANLEY & Mc CABE (1994), il passaggio da depositi di canale fluviale amalgamati ed organizzati a formare corpi lateralmente continui a depositi di canale fluviale discontinui all'interno di sedimenti prevalentemente fini di tracimazione fluviale è associato alla transizione da una fase di stazionamento basso ad una trasgressiva e di stazionamento alto. In particolare, lungo la sezione in corrispondenza del sondaggio PO1 (Fig. 58) la TS (-40 m dal p.c.) è individuabile al di sopra di una sequenza costituita da corpi amalgamati ghiaioso-sabbiosi al passaggio con depositi prevalenti di tracimazione (argille e limi) con sporadici eventi di canale in facies sabbiosa. Questo limite è

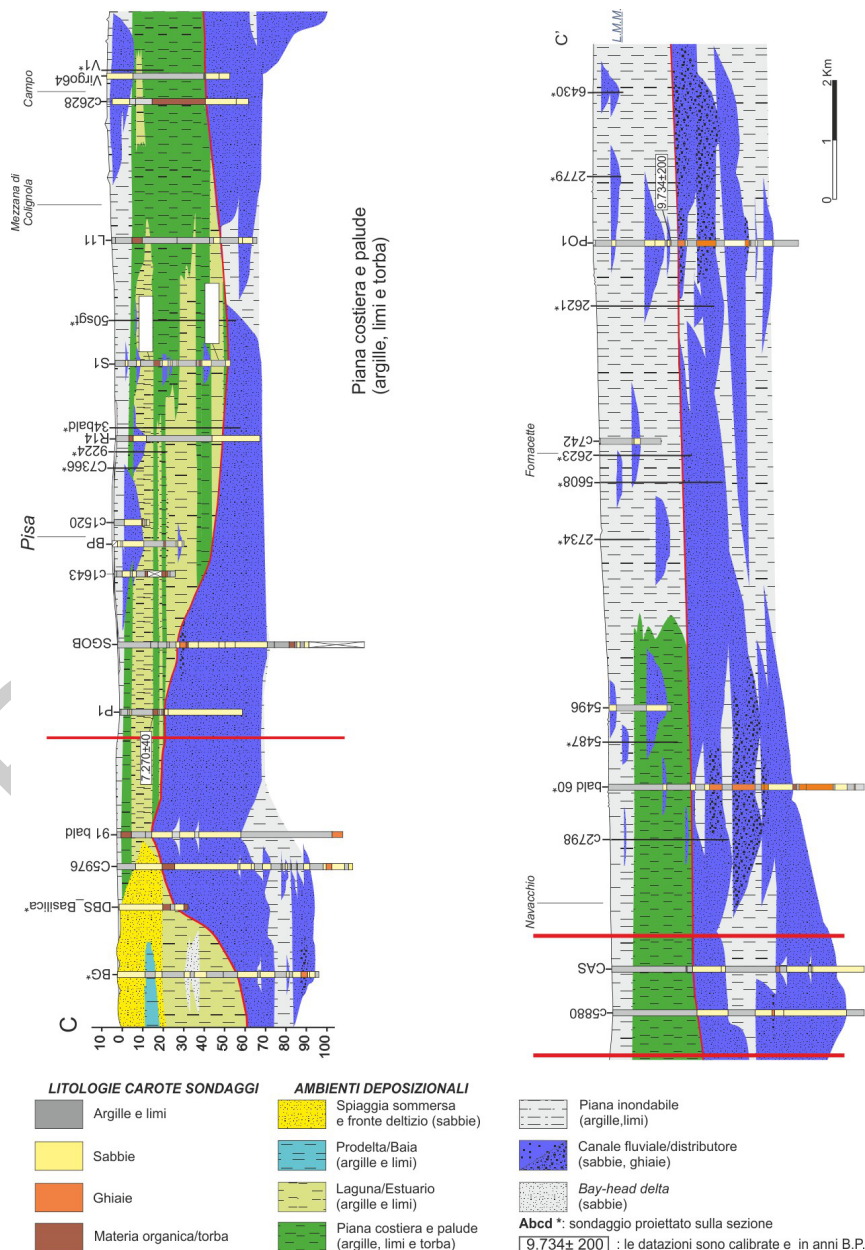


Fig. 57 - Stratigrafia del sottosuolo dei depositi tardo pleistocenici - olocenici della pianura di Pisa lungo una sezione spezzata orientata circa est-ovest (si veda la Fig. 52 per l'ubicazione in carta).

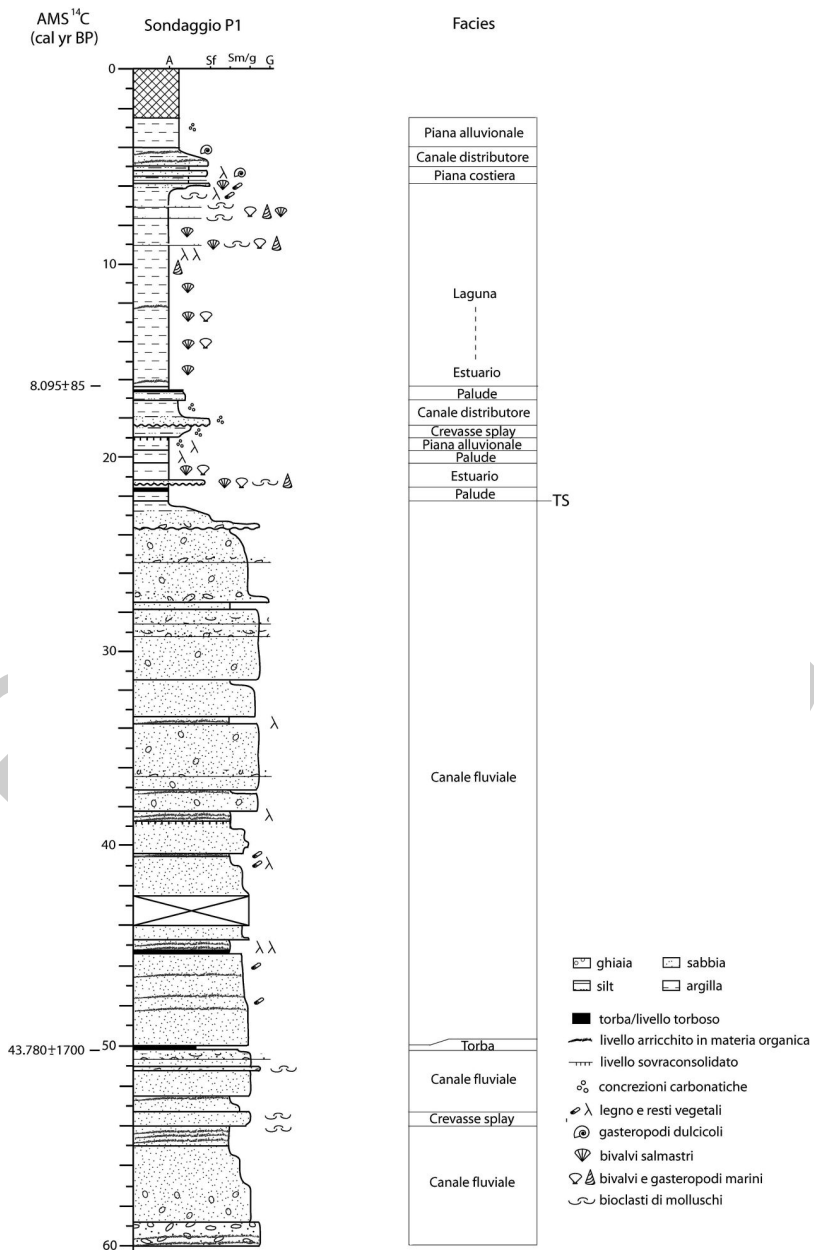


Fig. 58 - Stratigrafia del Sondaggio P1 con interpretazione degli ambienti deposizionali (si veda la Fig. 52 per l'ubicazione in carta).

coerente con la datazione al radiocarbonio effettuata sulla parte organica dei depositi fini posti qualche metro al di sopra della TS che ha fornito un'età è di 9.738 ± 130 anni calibrati B.P. (AGUZZI *et alii*, 2006). Al di sopra, si sviluppa una successione di depositi in facies fluviale prevalentemente fine nella quale non è stato possibile individuare né il limite tra la sequenza di riempimento vallivo e quella di post riempimento, né, di conseguenza, la posizione della MFS.

Spostandosi verso ovest, in direzione della città di Pisa, la TS tende ad approfondirsi leggermente (-48 m dal p.c) e, all'altezza di Navacchio (Fig. 57), divide depositi fluviali amalgamati in facies prevalentemente sabbiosa da depositi fini di pianura costiera. Anche in questo caso i dati a disposizione non hanno permesso di distinguere all'interno di questi depositi la porzione di riempimento da quella di post-riempimento, alla quale vanno però sicuramente ascritti i depositi fluviali sommitali.

All'altezza del sondaggio S1, poco ad est di Pisa, la sovrapposizione al di sopra di depositi fluviali, di sedimenti lagunari datati a 12.690 ± 130 anni calibrati B.P., rendono agevole l'individuazione ed il posizionamento della TS (- 54 m dal p.c., si vedano le Figg. 53a e 57). Le caratteristiche della sequenza di riempimento e di post-riempimento in questa area sono state precedentemente descritte nel dettaglio e per queste si rimanda alle Figg. 53a e 54 e al testo ad esse associato.

Spostandosi ancora verso ovest, nei pressi della S. Gobain (Fig. 57), la TS risale bruscamente fino a circa 23 m al di sotto del piano di campagna, in corrispondenza del tetto di un corpo continuo di sabbie spesse circa 35 m. Per la necessità di posizionarle in modo corretto all'interno del quadro stratigrafico-deposizionale e per la loro importanza nella ricostruzione della geometria degli acquiferi in questa area è stato eseguito un nuovo sondaggio (P1) della profondità di 60 m (Fig. 58). In questo sondaggio la sequenza olocenica è costituita alla base da un alternanza di depositi prevalentemente palustri ed estuarini che indicano, analogamente a quanto osservato nel sondaggio S1, fluttuazioni di ordine minore all'interno del trend trasgressivo. Sulla base di correlazioni con i sondaggi vicini (in particolare S1) il passaggio tra depositi estuarini e lagunari e quindi tra la sequenza di riempimento e quella di post riempimento, può essere posizionato intorno ai 16 m dal p.c., coerentemente con l'esito di una datazione (8095 ± 85 cal. anni B.P.) effettuata sui depositi palustri sottostanti. La sequenza olocenica si chiude con la deposizione di sedimenti di pianura alluvionale.

Una datazione effettuata nelle sabbie al di sotto dei depositi olocenici ha fornito un'età di 43.780 ± 1.700 anni B.P. indicando, analogamente a quanto osservato per il sondaggio P2 (Fig. 56), la presenza di uno *hiatus* deposizionale di oltre 30.000 anni. Queste sabbie si sono quindi deposte diversamente da quanto ipotizzato in AMOROSI *et alii* (2008a) prima dell'evento erosivo che ha determinato la formazione della paleovalle e, di conseguenza, prima del processo di colmatazione della

stessa. Questo tipo di correlazione, analogamente a quanto visto per i sondaggi P2 e S1 (GIACOMELLI, 2008, AMOROSI *et alii*, 2008b) è in accordo con il risultato preliminare di analisi geochimiche svolte anche sul sondaggio P1 (E. DINELLI comunicazione personale) che mostrano una forte affinità tra le facies pre-incisione ed una loro netta differenziazione dal segnale geochimico dei depositi di riempimento.

Da un punto di vista litologico questa spessa successione di depositi di canale fluviale di età tardo-pleistocenica, è costituita da sabbie da medie a grossolane, amalgamate, caratterizzate da un colore ocra-rossastro (Fig. 59a) nella porzione

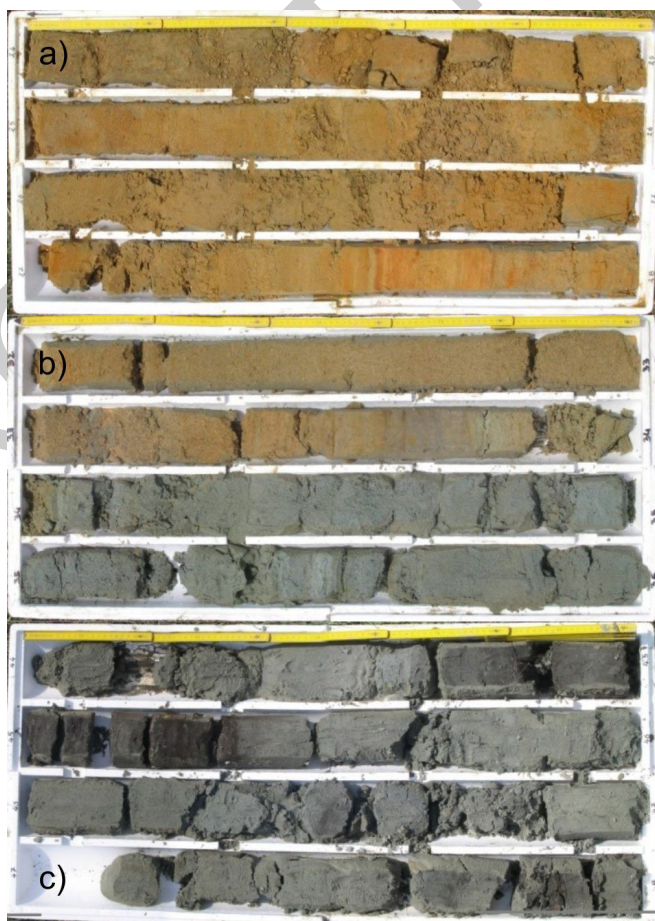


Fig. 59 - Sabbie del Sondaggio P1. a: Sabbie grossolane ocra-rossastre con laminazioni tra quota- 24 a 28 dal p.c.; b) Passaggio graduale a sabbie grossolane grigie tra quota -32 a -36 p.c.; c) Livelli di accumulo di materia organica tra quota -44 e - 48 dal p.c.. Si veda Fig. 58 per la localizzazione delle carote.

superiore (primi 10 m), dove sono state osservate talvolta laminazioni, che passano gradualmente verso il basso a sabbie con le medesime caratteristiche tessiturali ma di colore grigio (Fig. 59b). A più altezze stratigrafiche sono stati osservati arricchimenti in materiale vegetale organico (Fig. 59c), spessi alcuni centimetri, riconoscibili dal colore grigio scuro-nero.

In corrispondenza del bordo occidentale della sezione la TS è di nuovo ben individuabile al passaggio brusco fra depositi fluviali e estuarini (-50 m dal p.c., si veda sondaggio BG). Per la descrizione di dettaglio della sequenza di riempimento e post-riempimento si veda la Fig. 53 b ed il testo ad esso associato.

8. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE E *TIMING* DELL'INCISIONE VALLIVA

L'organizzazione stratigrafico-sequenziale dei depositi tardo-quadernari del sottosuolo della pianura di Pisa è complicata dalla presenza di una incisione valliva (Figg. 53 a,b). Il limite di sequenza (SB) della sequenza deposizionale tardo-quadernaria (AMOROSI *et alii*, 2008a) è una superficie erosionale composita ("*composite erosional surface*" di FOYLE & OERTEL, 1997) facilmente riconoscibile al di fuori del complesso sedimentario vallivo perché è caratterizzata da: 1) depositi pedogenizzati e sovraconsolidati ("*interfluvial sequence boundary*" di VAN WAGONER *et alii*, 1990; MC CARTY & PLINT, 1998) e 2) da un evidente salto di facies (depositi fluviali - depositi lagunari). In questa posizione la sedimentazione di depositi di *lowstand* è inibita ed il limite di sequenza (SB) coincide con la superficie trasgressiva TS (Fig. 60).

Molto più problematica è l'identificazione della SB in corrispondenza dei fianchi e della base della paleovalle in assenza di profili sismici, soprattutto nel caso in cui la SB si trovi all'interno di una sequenza alluvionale. Con i soli dati di sondaggio, peraltro non molto numerosi, mal distribuiti all'interno del Foglio e spesso di bassa qualità per quanto riguarda la descrizione stratigrafica, non è sempre possibile distinguere superfici erosive locali dalla superficie erosiva di base e quindi riconoscere con certezza i depositi di *lowstand* e, di conseguenza, il *lowstand system tract* (LST). Collegato a questa questione è anche l'identificazione del limite tra questi ed i depositi fluviali relativi alle fasi di caduta eustatica post OIS5 appartenenti al *forced regressive system tract* (FRST).

La TS è invece la superficie più facilmente identificabile dai dati di sondaggio perché corrisponde a bruschi cambiamenti di facies da depositi alluvionali a depositi estuarini (Fig. 60).

Il *transgressive system tract* (TST) può essere suddiviso nell'area più distale, interessata da deposizione marina, (Fig. 60) in due porzioni separate da una super-

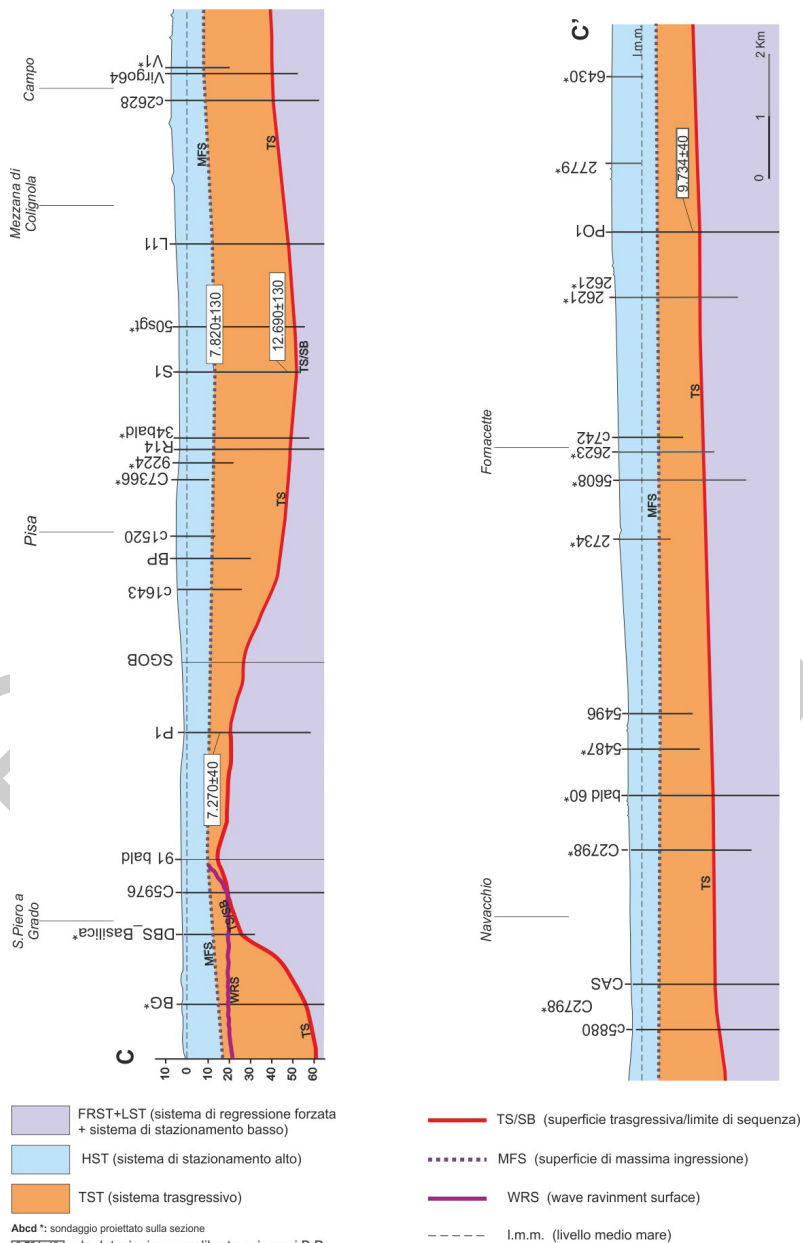


Fig. 60 - Interpretazione stratigrafica sequenziale dei depositi tardo pleistocenici-olocenici della pianura di Pisa. La traccia della sezione corrisponde a quella della Fig. 57

ficie di *wave ravinement* (WRS di SWIFT, 1968; NUMMENDHAL & SWIFT, 1987). Quella inferiore è costituita dai depositi di riempimento estuarino (piana costiera, *bay-head delta*, estuario centrale ed esterno) mentre quella superiore da depositi di spiaggia sommersa e di prodelta.

La superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface*-MFS) separa il TST dal sovrastante *highstand system tract* (HST) ma non ha nessuna espressione in termini di cambiamenti litologici e di facies, trovandosi all'interno di successioni argillose di prodelta o lagunari omogenee e continue. La sua identificazione è stata possibile solo attraverso analisi micropaleontologiche di dettaglio, in corrispondenza delle associazioni faunistiche indicative, lungo la verticale esaminata, della maggiore affinità marina (AMOROSI *et alii* 2008a, 2009).

L'HST è caratterizzato da una forte tendenza progradazionale collegata alle varie fasi di accrescimento del delta dei fiumi Arno e Serchio e allo sviluppo laterale di *strandplain* che hanno portato alla formazione della pianura nella sua conformazione attuale.

In questo quadro, particolare interesse riveste la questione relativa alle modalità e all'inquadramento cronologico del processo erosivo responsabile della formazione della paleovalle (Fig. 61). Su questo tema esistono ipotesi diverse, raggruppabili essenzialmente in due correnti di pensiero: 1) formazione dell'incisione in conseguenza alla caduta del livello del mare (FISK, 1944; BERNARD & LEBLANC, 1965; POSAMENTIER & VAIL, 1988; DABRIO *et alii*, 2000; BOSKI *et alii*, 2002); 2) incisione per aumento della portata dei corsi fluviali conseguente allo scioglimento dei ghiacciai durante le fasi di risalita del livello del mare (KHADKIKAR & RAJSHEKHAR, 2005; BLUM & ASLAN, 2006). La scelta dell'uno o dell'altro modello implica una diversa collocazione, rispettivamente nel LST o nel TST, dei depositi fluviali che si trovano alla base del riempimento vallivo (Figg. 60-61).

Le datazioni effettuate sugli argini della paleovalle (sondaggio P2) indicano che l'incisione si attivò posteriormente ai 38.000 anni B.P. circa. La presenza di depositi di terrazzo fluviale (AMOROSI *et alii*, 2008a) all'interno della paleovalle, documentata nella porzione esterna al Foglio (sondaggio M1, presso Tirrenia si veda Fig. 34 per l'ubicazione e Fig. 41), suggerisce che la fase di incisione fu contraddistinta da episodi di aggradazione. La datazione di un episodio di terrazzamento a 23.500 anni B.P. circa (Fig. 41) indica che la conclusione del processo di incisione avvenne dopo questa data. Sulla base di questi dati l'incisione sembra essersi attivata in conseguenza della brusca caduta del livello del mare durante la transizione OIS3-2 e perdurata durante tutto l'OIS2, quando il livello del mare raggiunse la sua posizione più bassa (AGUZZI *et alii*, 2007), ma non oltre però i 13.000 anni B.P. circa che corrispondono all'età dei primi depositi di riempimento (sondaggio S1). Contemporaneamente alla fase di incisione, le aree di interfluvio subirono un intenso processo di pedogenizzazione senza eventi deposizionali, con

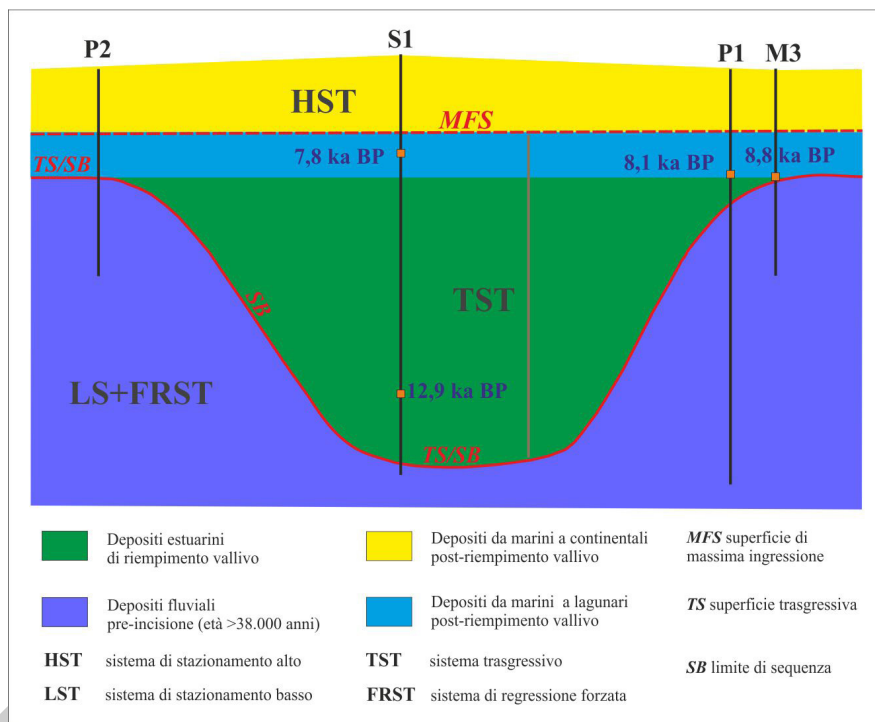


Fig. 61 - Rappresentazione schematica del timing delle fasi di incisione e riempimento della paleovalle tardo pleistocenica - olocenica del sottosuolo della pianura di Pisa (da AMOROSI et alii, 2008a modificata). I sondaggi utilizzati sono proiettati da trasversali diverse (si veda la Fig. 52 per la loro ubicazione in carta).

conseguente formazione di depositi consolidati.

I dati al momento disponibili non permettono di spingersi oltre nel quadro interpretativo. E' importante sottolineare come la definizione di queste problematiche, come già evidenziato nel capitolo introduttivo alla geologia del sottosuolo, non rappresenti solo il soddisfacimento di un semplice interesse accademico ma sia di fondamentale importanza per tutta una serie di questioni chiave utili per una corretta gestione del territorio. In particolare la definizione della geometria della paleovalle ha notevoli ripercussioni sulla definizione della geometria degli acquiferi (SARTI *et alii*, 2009) e dunque dei modelli di circolazione dei fluidi che ne derivano.

Infatti, in estrema sintesi, la ricostruzione stratigrafico-deposizionale e la conseguente interpretazione stratigrafico-sequenziale evidenziano, nei primi 100 m del sottosuolo della pianura di Pisa, in accordo con la definizione di altri autori (BALDACCI, 1999 GRASSI & CORTECCI, 2005) la presenza di un acquifero multistrato di

età compresa tra il tardo Pleistocene e l'Olocene che diviene non confinato nella sua porzione più superficiale. Gli acquiferi costituiti da depositi marini (si vedano le Figg. 57-60) mostrano una geometria cuneiforme che si assottiglia verso est mentre verso ovest i due corpi sabbiosi che costituiscono rispettivamente la fase trasgressiva post riempimento vallivo e la seguente fase di progradazione del sistema deltizio-litorale sono progressivamente separati da un acquicludo costituito da depositi fini di prodelta. Questi due acquiferi, quindi (rispettivamente all'interno delle sabbie trasgressive e delle sabbie deltizie-litorali progradanti), entrano in connessione verso terra formando un acquifero freatico unico mentre sono invece separati verso mare. Al di sotto dell'incisione valliva si trovano invece acquiferi di origine fluviale caratterizzati da una forte lenticolarità e separati localmente da depositi di pianura alluvionale che probabilmente però non funzionano da acquicludi veri e propri considerando che la frazione limosa è sempre abbondante (SARTI *et alii*, 2009). Questi corpi acquiferi che si estendono lungo tutta la pianura (Fig. 57) sono tagliati dall'incisione valliva generatasi a partire dal Pleistocene superiore (Fig. 53). Il riempimento di tale paleovalle è formato essenzialmente da una sequenza di depositi estuarini fini spessi 35 m che costituiscono un importante acquicludo che interrompe la continuità dei principali acquiferi complicando di molto la ricostruzione 3D della geometria degli acquiferi stessi.

In termini di interpretazione stratigrafico-sequenziale i depositi appartenenti ai *system tract* di regressione forzata, di stazionamento basso e di stazionamento alto (quest'ultimo soprattutto nelle aree a deposizione deltizio-litorale) costituiscono i principali corpi acquiferi mentre corpi acquiferi minori si formano all'interno dei depositi relativi alle fasi iniziali del sistema trasgressivo. I principali acquicludi sono invece in relazione al sistema trasgressivo a cavallo della superficie di massima ingressione.

Solo la perforazione di altri sondaggi a carotaggio continuo assieme al loro studio attraverso un approccio multidisciplinare potrà confermare, perfezionare o modificare questa ipotesi di lavoro.

PROGETTO

CARG

IX - I MINERALI DEI MONTI PisANI

1. - INTRODUZIONE

Il complesso metamorfico dei Monti Pisani ospita un importante sistema di vene che, pur non avendo una rilevanza mineraria, è conosciuto da lungo tempo per aver fornito druse di cristalli di quarzo (Fig. 62). I cristalli di quarzo dei Monti Pisani fanno parte di numerose collezioni pubbliche e private fin dal 1700 e sono stati utilizzati a livello locale per l'esecuzione di decorazioni (vedi le decorazioni a grottesco della Certosa di Calci).

Le vene sono costituite prevalentemente da quarzo associato a piccole quantità di altri minerali quali siderite, calcite, pirite, ematite, pirofillite, etc. All'interno delle vene sono presenti delle cavità di dimensioni variabili da pochi millimetri ad alcuni metri in cui i minerali sopra citati hanno potuto accrescersi in cristalli morfologicamente ben definiti. Le vene si trovano incassate nelle formazioni metamorfiche silicoclastiche del Verrucano s.l. e, più raramente, nelle formazioni carbonatiche metamorfiche affioranti alla periferia del massiccio. Esse presentano una notevole variabilità giaciturale e tessiturale poiché rispecchiano la complessa evoluzione deformativa del complesso metamorfico dei Monti Pisani. La maggior parte di esse è rappresentata da vene di estensione ed è proprio in queste che sono state ritrovate le druse di cristalli di quarzo più eleganti ed estetiche.

Pur essendo conosciute fin dal XVI secolo (CESALPINO, 1596; DAL RICCIO,

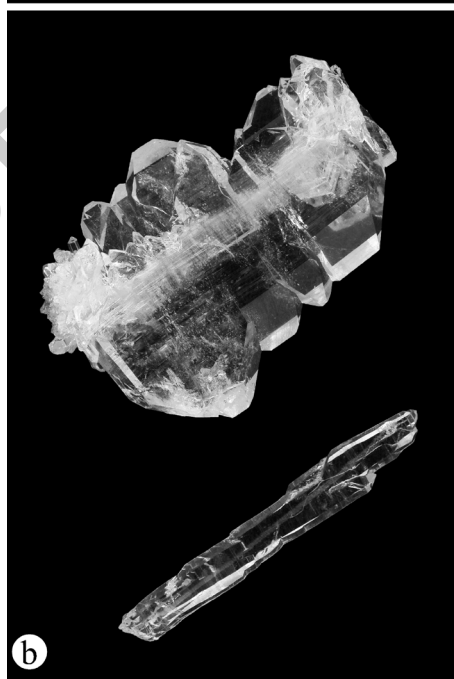


Fig. 62 (pagina precedente) - a) Drusa di cristalli di quarzo lunghi fino a 10 cm estratta da una cavità di una vena del versante N di M. Cascetto (LU). Collezione privata; b) Cristalli di quarzo del tipo "Faden". Si osserva, nella parte centrale dei due cristalli, la zona ricca in inclusioni fluide corrispondente alla prima fase di crescita di tipo fibroso. Il cristallo tabulare è cresciuto con l'asse c parallelo al bordo della vena; viceversa il cristallo allungato si è sviluppato con l'asse c ortogonale al bordo e quindi parallelo alla sottile zona fibrosa iniziale. Vene di Costa Moriglione (PI). Collezione privata; c) Cristallo tabulare di quarzo del tipo "Faden" in associazione con cristalli prismatici "normali" di quarzo. Vene di Costa Moriglione (PI). Collezione privata; d) Cristallo romboedrico di goethite pseudomorfa di siderite grande 3 centimetri. Valle di Vorno (LU). Collezione privata.

1597), queste vene sono state descritte sommariamente solo da TARGIONI & TOZZETTI (1774) e da D'ACHIARDI (1873) e più recentemente da DINI *et alii* (1998). Negli anni '70, a distanza di circa un secolo dal ritrovamento dei campioni descritti da D'ACHIARDI, l'apertura di alcune strade di collegamento tra gli abitati di S. Andrea di Compito (LU), di Calci (PI) e la cima del M. Serra ha permesso il rinvenimento di nuove vene ricche di cavità con cristalli di quarzo ialino. In quegli anni sono anche state scoperte, nelle cave abbandonate di quarzite poste alle falde meridionali del M. Verruca (PI), vene di quarzo fumé e, nella zona di Vorno (LU), vene con quarzo e goethite pseudomorfa di siderite (Fig. 62d). Successivamente, sempre nella zona del M. Serra, sono stati fatti molti altri ritrovamenti fino alla scoperta, a metà degli anni '90, di una grande vena che ospitava una cavità eccezionale di circa $3 \times 2 \times 0,6$ metri contenente innumerevoli druse di quarzo ialino e latteo immerse in argilla. La drusa più grande, di $1 \times 0,5$ metri e del peso di circa 80 Kg, attualmente fa parte della collezione del Museo di Storia Naturale e del Territorio dell'Università di Pisa, Certosa di Calci (n° # 4263). Molti altri ritrovamenti di minore importanza sono stati fatti in piccole vene di quarzo associato a ematite e clorite nelle zone di M. Lombardona, Passo Prato Ceragiola, M. Serra, Guamo, Sant'Andrea di Compito, Colle di Compito, etc.

Oltre a queste giaciture primarie ben conosciute e mineralogicamente "semplici" (quarzo con minori carbonati, ematite, clorite, pirofillite) è interessante notare la complessa mineralogia delle sabbie dei torrenti che scendono dalla sommità del gruppo montuoso. Il ritrovamento di piccoli e perfetti cristalli euedrali di vari minerali accessori (rutilo, brookite, tormalina, etc.) ci dice che le rocce silicoclastiche dei Monti Pisani ospitano cavità "criptiche" dalla mineralogia ben più complessa che attendono ancora di essere scoperte in affioramento.

Di seguito saranno descritti i minerali dei principali sistemi di vene di estensione dei Monti Pisani (Fig. 63) e i minerali delle sabbie dei torrenti facendo riferimento al lavoro di DINI *et alii* (1998) e a studi inediti di uno degli autori (PO).

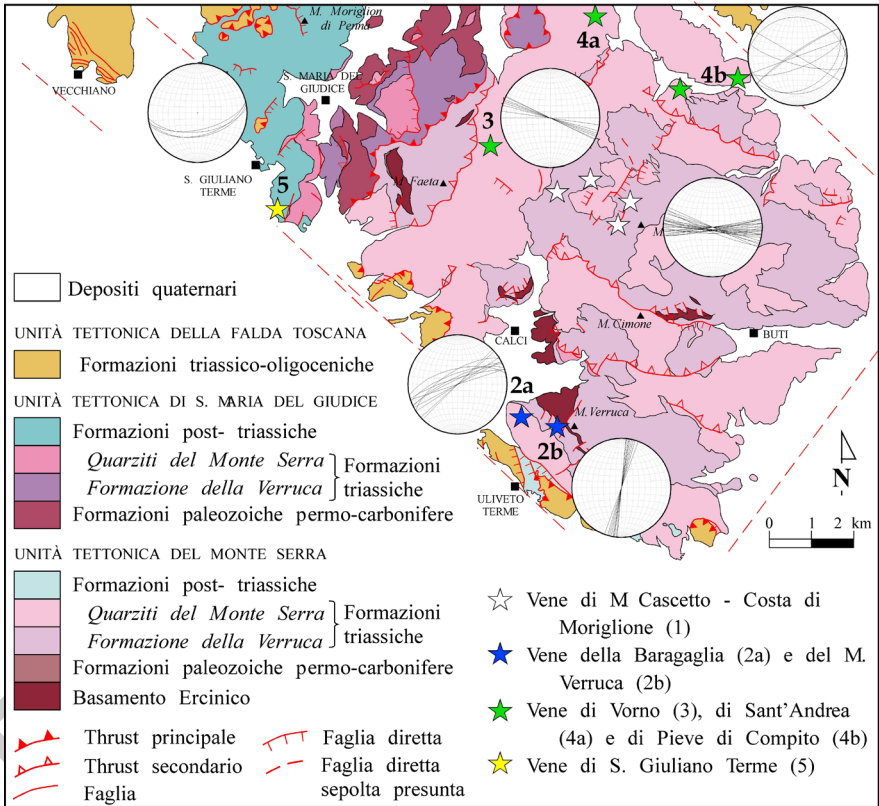


Fig. 63 - Carta geologica schematica e distribuzione dei principali sistemi di vene di estensione del complesso metamorfico dei Monti Pisani. La giacitura dei diversi tipi di vene è illustrata mediante proiezioni stereografiche (emisfero inferiore).

2. - IL SISTEMA DI VENE DI MONTE CASCETTO - COSTA MORIGLIONE

Il sistema di vene di M. Cascetto - Costa Moriglione (Fig. 63) rappresenta, per dimensione delle vene ed ampiezza dell'area interessata, il più importante complesso di vene di estensione dei Monti Pisani. Circa un centinaio di vene, mediamente potenti 10-50 cm (fino a 1 m) ed estese per circa 10-15 m in direzione e al massimo 3-4 m in profondità, coprono un'area di circa 2 km² posta al culmine del "duomo" metamorfico. Quest'area corrisponde alla zona assiale di una della più importanti strutture anticlinali di prima fase (D1) dei Monti Pisani: l'Anticlinale di Buti - M.

Cascetto - Campo di Croce (RAU & TONGIORGI, 1974). Le maggiori concentrazioni di vene si hanno sul versante sud-est di Costa Moriglione e sul versante nord di Monte Cascetto in corrispondenza della cerniera di due strutture anticlinali facenti parte della grande struttura di Buti - M.Cascetto - Campo di Croce (Fig. 64). Le vene di estensione presentano una direzione generale est-sud-est/ovest-nord-ovest, con massima distribuzione attorno a N110, e una giacitura sub-verticale (fig. 64). Un'altra famiglia di vene, numericamente e volumetricamente minore, presenta una orientazione circa N080 e giacitura sub-verticale.

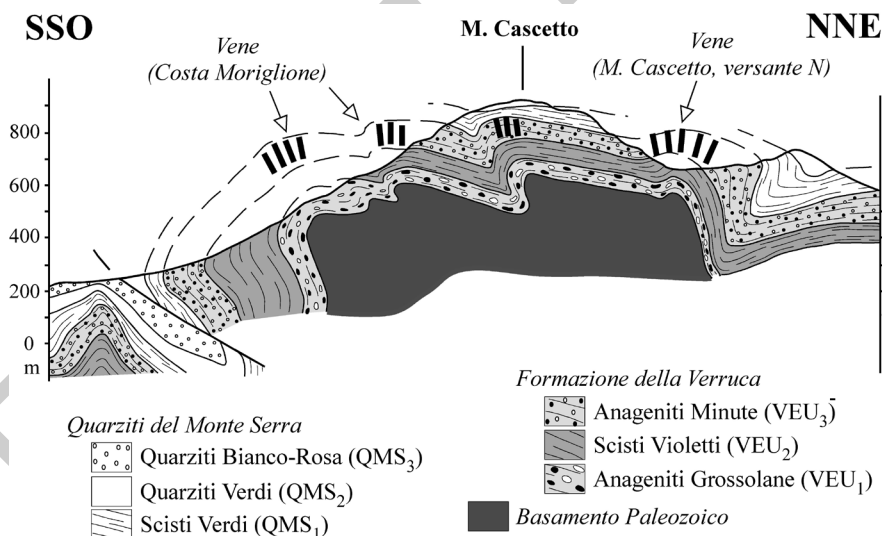


Fig. 64 - Sezione geologica attraverso la struttura di Buti - M. Cascetto - Passo di Croce con ubicazione dei sistemi di vene di estensione.

La roccia incassante le vene è costituita esclusivamente dalle Anageniti Minute (VEU₃) (membro 3 della formazione della Verruca); le vene tendono a concentrarsi soprattutto nella parte più alta presso il contatto con il membro degli Scisti Verdi (QMS₁) della formazione delle Quarziti di Monte Serra. Le vene sono confinate nelle bancate metarenitiche e metaruditiche mentre sono completamente assenti nelle intercalazioni di metareniti listate e filladi. Questa distribuzione è particolarmente evidente nell'affioramento del versante settentrionale di M. Cascetto. E' interessante notare che le vene si concentrano nella zona di estradosso del livello piegato di Anageniti Minute (VEU₃), confinato tra il membro degli Scisti Violetti (VEU₂) al letto e il membro degli Scisti Verdi (QMS₁) al tetto.

Le vene di estensione della zona di M. Cascetto - Costa Moriglione presentano generalmente una geometria tabulare con pareti piane e parallele. Le estremità delle vene sono rastremate e talvolta tendono a chiudersi dividendosi in più venette. Lo spazio aperto dal processo estensionale può essere completamente riempito da quarzo latteo massivo, oppure essere parzialmente riempito da cristalli di quarzo latteo e/o ialino cresciuti sulle pareti lasciando una fessura beante nella parte assiale. In alcuni casi le vene presentano improvvisi ingrossamenti con una ampiezza tra le pareti che, da pochi centimetri, può raggiungere anche il metro, dove si aprono le cavità cristallizzate più grandi. Alcune di queste cavità, studiate e campionate sul versante settentrionale di M. Cascetto, raggiungono dimensioni eccezionali estendendosi fino a tre metri secondo l'asse sub-orizzontale parallelo alla direzione della vena, circa 60-70 cm nella direzione ortogonale alle pareti, e circa 1-2 metri in immersione. La vena più importante di questa zona si sviluppa per oltre 30 metri in direzione ed è osservabile per circa 3-4 metri lungo l'immersione con uno spessore medio di circa 15-20 cm. Questa vena ospitava ben tre cavità cristallizzate di grandi dimensioni (la più grande è quella appena descritta) in corrispondenza di ingrossamenti della vena che raggiungevano 80-90 cm di potenza.

Le pareti della cavità sono completamente rivestite da cristalli di quarzo mentre lo spazio all'interno delle cavità è occupato da grosse druse di quarzo flottanti all'interno di una massa argillosa (Fig. 65). Le druse flottanti nella massa argillosa sono cristallizzate sulla superficie di blocchi della roccia incassante collassati all'interno della cavità in uno stadio iniziale di apertura della vena. Queste druse mantengono al loro interno l'impronta, e talvolta anche dei relitti fortemente argilificati, del blocco di roccia su cui erano cresciute.

Le vene sono costituite, nella parte massiva, da aggregati di cristalli anedrali a grana generalmente grossolana e, nelle cavità, da cristalli euedrali di quarzo (da pochi mm fino a 15-20 cm; Fig. 62a) cresciuti prevalentemente con l'asse c ortogonale alla superficie della roccia incassante. In alcune vene di piccole dimensioni ed in limitate porzioni delle vene maggiori, sono stati osservati cristalli ad abito tabulare e/o fortemente allungato che presentano al loro interno una zona lattiginosa fibrosa disposta ad alto angolo con la superficie di contatto con la roccia (Fig. 62b e c). Tali cristalli sono conosciuti con il termine "Faden". La formazione di questi particolari cristalli di quarzo è significativa di un delicato intergioco tra velocità di apertura della fessura e velocità di accrescimento dei cristalli. Le caratteristiche inclusioni orientate del nucleo testimoniano la prima fase di crescita di tipo "fibroso" seguita poi dalla cristallizzazione della zona limpida esterna che determina l'abito euedrale dei cristalli. In particolare molti dei "faden" osservati in queste vene sono cresciuti durante il distacco delle druse di quarzo dalle pareti delle cavità e si trovano quindi impiantati sulla superficie posteriore delle druse collassate all'interno delle cavità. Il distacco, con componente rotazionale, della drusa provoca la formazione di fibre

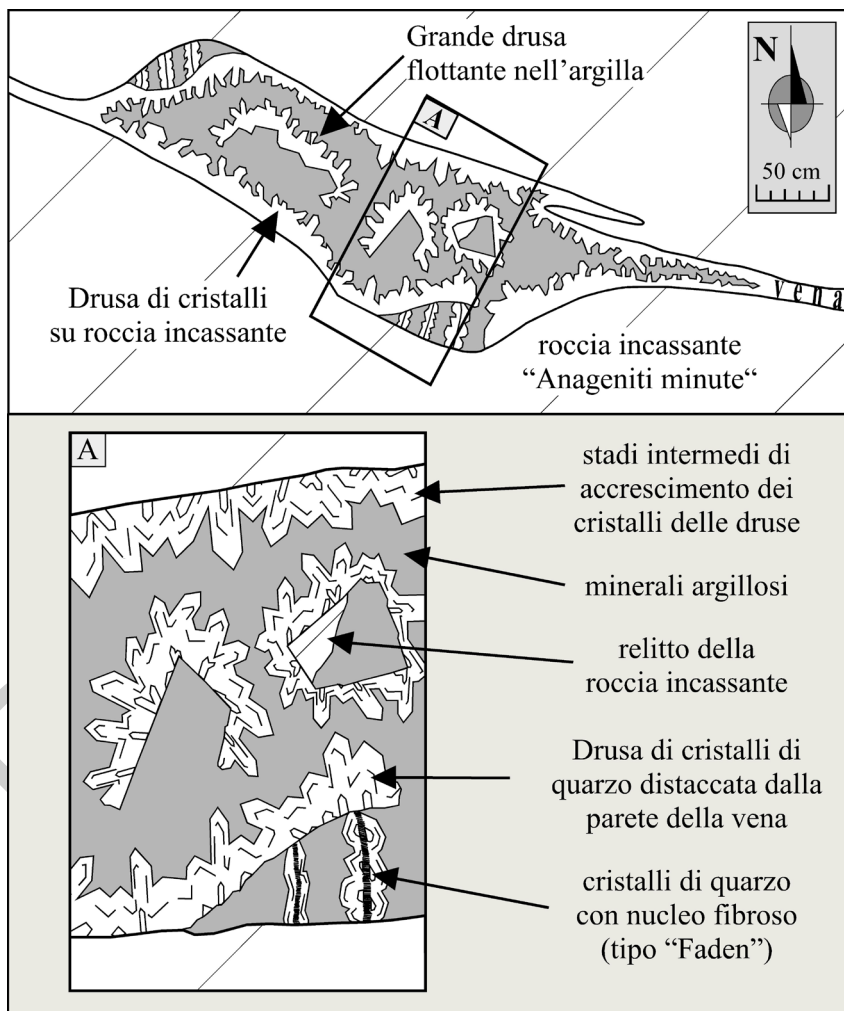


Fig. 65 - Sezione orizzontale schematica di una vena di estensione affiorante sul versante settentrionale di M. Cascetto. Si notano le druse cresciute sopra i blocchi di roccia incassante collassati all'interno delle cavità, e i cristalli di tipo "Faden" cresciuti sul retro delle druse distaccatesi dalle pareti.

progressivamente ruotate e quindi di associazioni elicoidali di cristalli conosciuti anche come "Gwindel". All'interno delle cavità riempite di minerali argillosi si trovano anche cristalli prismatici isolati di quarzo fratturati e ricristallizzati in forme bizzarre.

Talvolta si osservano cristalli di quarzo attraversati da cavità prismatiche molto

allungate a sezione romboidale (Fig. 66a) che dalla base si spingono verso l'estremità libera emergendo frequentemente all'esterno del cristallo. Il minerale che le occupava era anidrite come testimoniato dal ritrovamento di rari relitti del minerale rimasti completamente isolati all'interno di alcuni cristalli di quarzo e preservati così dai processi di alterazione (Fig. 66b). Le cavità lasciate dall'anidrite

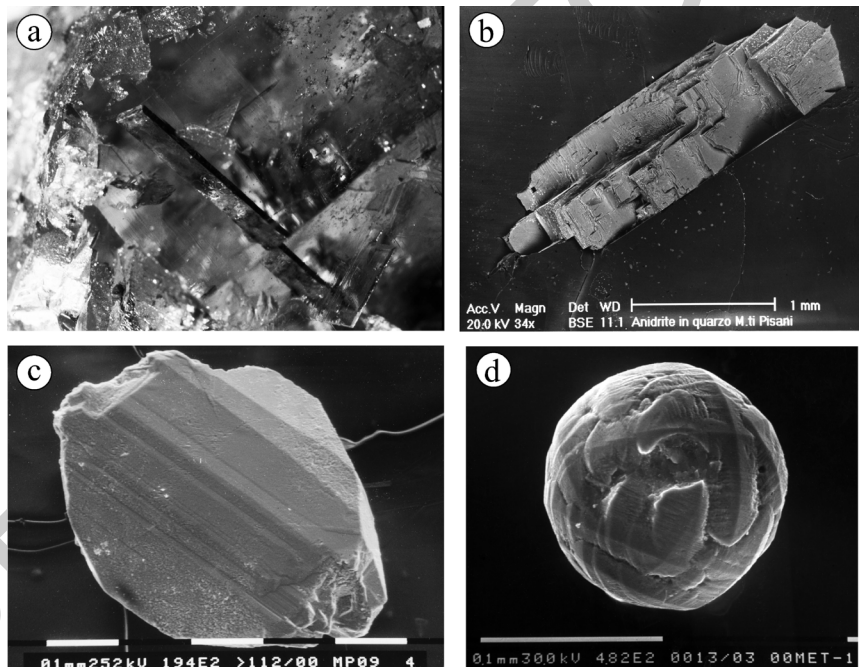


Fig. 66 - a) Cavità prismatica all'interno del quarzo lasciata da un cristallo di anidrite sostituito da minerali argillosi e idrossidi di Fe; Vene di M. Cascetto - Costa Moriglione; b) Relitto di un cristallo di anidrite non sostituito perché completamente incluso nel quarzo; Foto SEM. Vene di M. Cascetto - Costa Moriglione; c) Foto al microscopio elettronico con elettroni retrodiffritti (SEM-BSE) di un cristallo euedrale di brookite separato dalle sabbie del Rio di Vallegina, Asciano; d) Foto al microscopio elettronico con elettroni retrodiffritti (SEM-BSE) di una sferula di magnetite separata dalle sabbie. Valle di Calci.

mantengono perfettamente tutti i caratteri morfologici tipici del minerale comprese le tracce dei piani di sfaldatura $\{100\}$ e le strie di accrescimento rispettivamente ortogonali e parallele alla direzione di allungamento dei cristalli $[100]$. Lo studio di numerosi campioni ha permesso di stabilire che l'anidrite è il primo minerale a cristallizzare sulle pareti delle fessure. In alcune vene sono stati raccolti aggregati fibroso-raggiati bianchi di pirofillite grandi fino ad 1 cm associati a cristalli prismatici di quarzo.

Il quarzo di queste vene contiene numerose inclusioni fluide dominate da un fluido acquoso con contenuti variabili di CO₂ e modesta salinità (5-13% NaCl equivalente). DINI *et alii* (1998) interpretano la correlazione positiva tra temperatura di omogeneizzazione e salinità delle inclusioni fluide come il risultato di un processo di *mixing* tra fluidi metamorfici di più alta temperatura (Th ~ 220-260°C; NaCl equiv. ~ 10%) e fluidi meteorici di bassa temperatura e salinità. Lo studio petrografico e microtermometrico delle inclusioni fluide ha evidenziato la mancanza di gradienti di temperatura e composizione delle inclusioni fluide tra nucleo e bordo dei cristalli di quarzo. Viceversa si osserva una certa variabilità tra vene contigue con un effetto di diluizione meteorica più accentuato nelle vene di maggiori dimensioni che contengono le grandi cavità cristallizzate.

3. - IL SISTEMA DI VENE DI MONTE VERRUCA

La segnalazione di vene di quarzo affioranti sul versante nord-occidentale del M. Verruca e contenenti “cristalli di monte” risale al XVI secolo (CESALPINO, 1596). Questo autore e più tardi il TARGIONI TOZZETTI (1774) descrissero le vene affioranti a monte del Convento di Nicosia, Calci.

Gli studi di terreno hanno permesso di individuare due aree di affioramento con caratteristiche giaciture diverse (DINI *et alii*, 1998). Entrambe le località sono ubicate sul fianco dritto della anticlinale del M. Verruca (Fig. 63).

La prima località corrisponde alla zona di estrazione, abbandonata ormai da diversi anni, delle “Quarziti bianco-rosa” (QMS₃) largamente utilizzate nella edilizia medioevale pisana (FRANZINI, 1993). Sui fronti di coltivazione delle numerose e piccole cave (loc. La Baragaglia) si possono osservare diverse vene di estensione di quarzo con direzione compresa tra N045 e N080 e giacitura sub-verticale. Le vene tagliano in maniera evidente la scistosità S1 orientata circa N150 50SO. Sono state cartografate circa 10 vene, mediamente potenti 5-15 cm ed estese per circa 4-5 m in direzione (max. 10 metri). Il colore, leggermente fumé, del quarzo delle vene costituisce un carattere distintivo di questa località.

Nella seconda località studiata le vene di quarzo sono ospitate all'interno di una serie di piccole faglie (RAU & TONGIORGI, 1974) che tagliano il livello di “Anageniti grossolane” direttamente al contatto con il nucleo paleozoico dell'anticlinale. Dal convento di Nicosia fino alla vetta del M. Verruca è possibile contare almeno sette di queste faglie (direzione N005 - N020, sub-verticali) ognuna delle quali presenta vene di quarzo spesse fino a 1-2 metri e continue in direzione per diversi metri. E' interessante notare che questo è l'unico sistema di vene di quarzo, di una certa consistenza, incassato nel membro delle Anageniti grossolane (VEU₁). In affioramenti analoghi studiati in altre zone dei Monti Pisani, si osservano generalmente vene

di quarzo di piccole dimensioni e di geometria estremamente irregolare. Il forte contrasto di competenza tra matrice fine e ciottoli centimetrici nei conglomerati del membro delle Anageniti Grossolane (VEU_1), ha fatto sì che buona parte della deformazione venisse progressivamente assorbita dalla matrice impedendo l'accumulo di tensioni e quindi l'apertura di vene in estensione continue e regolari come avviene invece nei litotipi più omogenei presenti nei membri delle Anageniti Minute (VEU_3), delle Quarziti Bianco-Rosa (QMS_3) e delle Quarziti Verdi (QMS_2).

Le vene di estensione della zona di M. Verruca sono del tutto analoghe, come geometria e tessitura, a quelle appena descritte per la zona di M. Cascetto-Costa Moriglione. Un carattere peculiare delle vene di quarzo poste in corrispondenza delle faglie nord-nord-est/sud-sud-ovest del versante nord-occidentale del M. Verruca è rappresentato dagli estesi fenomeni di brecciatura delle vene attribuibili a processi di fratturazione idrotermale, oppure alla prosecuzione dell'attività tettonica di queste strutture anche dopo la deposizione delle vene stesse. Anche in queste vene dovevano essere presenti, in origine, grosse cavità cristallizzate come testimoniato dal ritrovamento, all'interno della breccia, di grossi cristalli euedrali di quarzo (fino a 10-15 cm) fratturati e ricristallizzati.

Le vene delle due località sono costituite esclusivamente da quarzo. I campioni provenienti dalle cave abbandonate nel membro delle Quarziti Bianco-Rosa (QMS_3) (Loc. La Baragaglia) mostrano cristalli prismatici di quarzo fumé grandi fino a 10-15 cm e presentano cavità prismatiche allungate, riempite di minerali argillosi, riferibili ad originari cristalli di anidrite. In questa località non sono stati trovati relitti di anidrite, ma i caratteri morfologici delle cavità sono del tutto analoghi a quelli osservati nei campioni di M. Cascetto - Costa Moriglione.

Le inclusioni fluide ospitate nel quarzo di questa località hanno caratteri del tutto simili a quelli descritti per il sistema di M. Cascetto - Costa Moriglione.

4. - IL SISTEMA DI VENE DELLA VALLE DI VORNO

Circa 2 km a monte dell'abitato di Vorno (LU), lungo l'omonima valle (Fig. 63), sono conosciute da lungo tempo alcuni sistemi di vene di estensione dove i collezionisti locali hanno raccolto notevoli esemplari di goethite pseudomorfa di siderite associata a quarzo (Fig. 62d). Lo studio di dettaglio e il campionamento effettuato in questa località, ed in altre analoghe località limitrofe (S. Andrea, Colle di Compito, Guamo; DINI *et alii*, 1998) hanno permesso di definire un gruppo di vene di estensione che per posizione stratigrafica, mineralogia e composizione delle inclusioni fluide si distacca nettamente dai precedenti (M. Cascetto - Costa Moriglione, M. Verruca).

Nell'affioramento della Valle di Vorno un vasto campo di vene di estensione

(*tension gashes*) copre una superficie di circa 5000 m² all'interno dei membri delle Quarziti Verdi (**QMS₂**) e delle Quarziti Bianco-Rosa (**QMS₃**). L'area interessata si trova presso il limite occidentale dell'Unità tettonica di M. Serra circa 200 m al di sotto della superficie di accavallamento dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice.

In affioramento, si osserva un grande numero di vene (5 vene per m²) di piccole dimensioni (1×1×0.02 m) che interessano in modo pervasivo l'ammasso roccioso. Le vene presentano quasi sempre ampie fessure assiali cristallizzate ed in molti casi i minerali di riempimento sono così scarsi da costituire cristalli eudrali isolati e direttamente impiantati sulle pareti di quarzite. La giacitura è sub-verticale con direzione media N115, chiaramente discordante rispetto alla giacitura della scistosità di prima fase S1 (N160-170 sub-verticale). Malgrado la densità di vene per m² sia elevata va osservato come il volume totale di quarzo depositato in questo sistema di vene sia di almeno un ordine di grandezza inferiore a quello depositato nel sistema di M. Cascetto-Costa Moriglione. La stessa considerazione vale anche per le vene minori analoghe a quelle di Vorno (S. Andrea, Colle di Compito, Guamo).

Le vene presentano generalmente una geometria tabulare con pareti piane e parallele ed estremità rastremate che tendono a chiudersi dividendosi in più venette. Raramente le vene si presentano completamente riempite da aggregati di cristalli anedrali di quarzo a grana medio-grossa (5-20 mm) che inglobano i cristalli eudrali romboedrici di goethite pseudomorfa di siderite. Più frequentemente le vene si presentano aperte con le pareti coperte da uno strato discontinuo di cristalli eudrali di quarzo e di goethite pseudomorfa di siderite.

Il minerale caratteristico di queste vene è la goethite pseudomorfa di siderite che si presenta in cristalli romboedrici grandi da pochi millimetri fino a 4-5 cm (Fig. 62d). Il colore può variare da bruno scuro a rossastro, fino a marrone chiaro, mentre la superficie dei cristalli, generalmente lucida nei cristalli più scuri, tende ad avere un aspetto terroso e non riflettente nei cristalli di colore chiaro. Oltre alle facce di romboedro si osservano spesso piccole facce di pinacoide. Il quarzo costituisce piccoli cristalli ialini (massimo 3-4 cm) dal tipico abito prismatico elegantemente associati ai romboedri di goethite pseudomorfa di siderite. Nelle vene affioranti in altre zone dei Monti Pisani (M. Lombardona, Passo Prato Ceragiola, M. Serra, Sant'Andrea di Compito, Colle di Compito) sono stati osservati anche piccoli cristalli di ematite, clorite e pirite. Nel quarzo di una vena affiorante nella valle di Guamo è stata identificata la presenza di un piccolo cristallo di tormalina. Infine, da alcune vene di quarzo incassate negli Scisti Verdi (**QMS₁**) e nelle Quarziti Verdi (**QMS₂**) della vetta del M. Serra furono estratti, negli anni '70, alcuni campioni molto belli di quarzo in cristalli prismatici pluricentimetrici con inclusioni verdi di clorite microcristallina, che somigliano molto a due bellissimi campioni presenti nelle collezioni del Museo di Storia Naturale e del Territorio dell'Uni-

versità di Pisa (cartellino con località generica “Monte Pisano”) e già descritti da D’ACHIARDI (1873).

Il quarzo delle vene della Valle di Vorno si caratterizza per la presenza di inclusioni acquose multifase: una fase solida rappresentata da un singolo cristallo eudrale di halite, una fase acquosa allo stato liquido ed una fase acquosa allo stato di vapore. Lo studio microtermometrico indica una salinità elevata di questi fluidi (tra 33 e 41% in peso in NaCl eq.), con contenuti significativi di altri soluti (K, Ca, Fe, Mg) oltre al cloruro di sodio, e temperature variabili tra 180 e 270 °C. Questi fluidi salini sono stati interpretati da DINI *et alii* (1998) come fluidi metamorfici che hanno interagito con livelli evaporitici (evaporiti triassiche della Falda Toscana oppure gli Scisti Verdi della formazione della Verruca).

5. - IL SISTEMA DI VENE DI SAN GIULIANO TERME

Le formazioni carbonatiche della “Falda Toscana metamorfica” (GIANNINI & NARDI, 1965) rappresentano la copertura post-triassica del Verrucano s.l. Nella zona di S. Giuliano Terme affiorano, dai termini più antichi a quelli più recenti, i Grezzoni (GRE) i Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*, CCE) e i Metacalcari con selci (CLF).

Piccoli sistemi di vene di estensione (*tension gashes*) sono diffusi all’interno dei marmi e possono essere osservati in quasi tutte le cave della zona. Si tratta di vene di spessore e lunghezza limitate riempite prevalentemente da calcite e minori quantità di quarzo. Il migliore affioramento è attualmente esposto all’estremità meridionale del fronte di coltivazione della grande cava situata immediatamente a S del paese di San Giuliano Terme (Fig. 63). Sulla parete verticale, a circa 10 metri di altezza, si osserva una massa di marmo dolomitico rosato (3-4 metri) inglobata nel marmo bianco pochi metri sotto il contatto tra marmo e calcare selcifero metamorfico. Il marmo dolomitico è attraversato da una serie di *tension gashes* sub-parallele che si chiudono in corrispondenza del contatto con il marmo bianco. Le vene presentano un’orientazione N080 50SE.

Nella zona di San Giuliano Terme, oltre alle vene appena descritte, sono note fin dal secolo scorso alcune piccole vene con minerali di Hg-Cu-Fe che affiorano sul versante sud-occidentale del Monte delle Fate. Queste mineralizzazioni, descritte la prima volta da D’ACHIARDI (1873), sono state incontrate più volte durante l’attività delle cave ma, a causa dell’abbandono delle stesse, non sono più direttamente osservabili in campagna. Lo studio di alcuni campioni presenti nel Museo di Storia Naturale e del Territorio dell’Università di Pisa e di altri forniti da collezionisti locali ha permesso di effettuare una caratterizzazione generale. I minerali di Hg-Cu-Fe costituiscono il riempimento di strette fessure che solo occasional-

mente raggiungono alcuni centimetri di spessore. Le fessure tagliano la scistosità principale della roccia incassante che, nell'area in questione, è rappresentata dalla scistosità di prima fase S1. Nei campioni studiati la roccia incassante è costituita da tutte e tre le formazioni affioranti nella zona. Malgrado non sia stato possibile raccogliere alcuna informazione diretta sulla giacitura delle vene, dai pochi dati a disposizione risulta comunque evidente un controllo strutturale, sulla mineralizzazione a Hg-Cu-Fe, da parte di strutture post-D1 che tagliano tutte le formazioni carbonatiche presenti.

Le vene incassate nei marmi sono costituite prevalentemente da calcite che riveste le pareti delle fessure in cristalli centimetrici ad abito scalenoedrico complesso. Il quarzo costituisce cristalli prismatici euedrali (fino 7-8 cm), incolori e trasparenti che ricordano come abito, trasparenza e giacitura quelli presenti nelle cavità del marmo di Carrara (ORLANDI & FRANZINI, 1994).

Le vene con minerali di Hg-Cu-Fe presentano un riempimento prevalentemente calcitico microgranulare disseminato di aggregati microgranulari pulverulenti di idrossidi di Fe misti a cinabro e carbonati di rame. Questi aggregati sono il risultato di una pseudomorfosi avvenuta alle spese di originari cristalli ad abito tetraedrico di cui non rimane alcun relitto. Dato il chimismo dei minerali pseudomorfi, e l'abito del minerale originario, si può ipotizzare che il processo di alterazione che ha prodotto questa singolare associazione sia avvenuto a spese di originari cristalli di tetraedrite mercurifera. E' interessante notare che analoghi cristalli di tetraedrite mercurifera, parzialmente sostituiti da un'associazione mineralogica simile, sono stati osservati nelle cave di marmo della Valle di Fondone (PELLOUX, 1929) e nella piccola mineralizzazione di Buca dell'Angina (Alpi Apuane, BENVENUTI *et alii*, 1992) in un contesto geologico analogo (vene a minerali di Cu-Au-Fe-Hg nei Grezzoni (GRE) e marmi presso il contatto con il basamento paleozoico).

Il quarzo ospita inclusioni fluide bifasiche. L'indagine microtermometrica ha evidenziato per queste inclusioni basse temperature di omogeneizzazione (136-158°C) e salinità (4.9-6.9% in peso in NaCl eq.).

6. - I MINERALI DELLE SABBIE DEI MONTI PISANI

In seguito ad uno studio mineralogico di dettaglio condotto su numerosi campioni di sabbia raccolti lungo il corso dei torrenti che solcano radialmente il rilievo montuoso dei Monti Pisani, sono state identificate numerose e singolari specie mineralogiche. Dopo la separazione con metodi gravimetrici, le specie mineralogiche sono state identificate per mezzo di analisi diffrattometriche a raggi-X e analisi chimiche semiquantitative EDS in microscopia elettronica.

Un primo esame macroscopico delle sabbie ha consentito di individuare due

distinti raggruppamenti di minerali. Il primo è costituito da specie mineralogiche comuni in granuli arrotondati, senza spigoli vivi, con superfici opacizzate e levigate e privi di facce speculari cristalline mentre il secondo è costituito da frammenti di cristalli con evidenti porzioni di facce cristalline speculari se non addirittura da cristalli euedrali, quasi completamente delimitati da facce.

Le caratteristiche morfologiche dei granuli di minerali del primo raggruppamento suggeriscono che essi dovevano essere già presenti come componente detritica all'interno delle rocce affioranti all'interno del bacino dove sono stati raccolti mentre le caratteristiche morfologiche dei minerali del secondo raggruppamento indicherebbero che questi minerali si sarebbero sviluppati all'interno di cavità e di vene delle rocce che li ospitavano.

Nel primo gruppo di minerali sono state identificate specie mineralogiche appartenenti a gruppi e famiglie di minerali comuni quali pirosseni, anfiboli, miche, cloriti, epidoti, apatiti, spinelli, granati, zircone, monazite e rarissimi frammenti di sillimanite e corindone.

Nel secondo raggruppamento sono stati identificati rutilo, brookite (Fig. 66c), tormalina, pirite, ematite, magnetite, gahnite. Le analisi chimiche e diffrattometriche a raggi-X hanno consentito di classificare la tormalina come dravite. I cristalli vitrei, trasparenti, di un bel colore rosso bruno-vinaccia, sono spesso zonati con un nucleo più scuro e una periferia talvolta incolore.

Nel Rio S. Pantaleone ed in quello di Calci, sono state infine rinvenute sporadiche pagliuzze e millimetriche pepite di oro, la cui morfologia, a causa dell'estrema malleabilità e bassa durezza di questo minerale non consentono di stabilire se facevano parte in origine della componente detritica delle rocce o se erano presenti come fase neogenica all'interno di cavità e vene.

Un discorso a parte va fatto per alcuni minerali di mercurio (cinabro, mercurio nativo e un unico frammento di un amalgama di stagno) rinvenuti nelle sabbie, in quanto come già detto in precedenza sono note da tempo alcune vene a minerali di Hg-Cu-Fe. Il cinabro è risultato essere presente diffusamente in molti campioni, ma soprattutto in quelli raccolti presso l'abitato di Vorno, Calci, Molina di Quosa, M. Vallone, M. Zano e M. Formicosa, mentre il mercurio nativo, così come l'amalgama di stagno è stato rinvenuto solamente nel torrente di Calci. L'analisi mineralogica di molti campioni di sabbia e numerose analisi chimiche condotte sui principali litotipi dei Monti Pisani (DE FONTE, 1996) hanno consentito di stabilire che le formazioni delle Filladi e Quarziti di Buti (**BUT**), delle Quarziti del Monte Serra (**QMS**) e quella dei Grezzoni (**GRE**) presentano frequentemente concentrazioni anomale di mercurio fino a 3 ppm. Tuttavia non è stato possibile stabilire se la presenza di cinabro deve essere attribuita a una componente detritica pre-alpina oppure all'evento idrotermale alpino.

Come curiosità si segnala infine la presenza di granuli di moissanite o *carbo-*

rundum secondo che si voglia interpretarli come fase mineralogica o come fase detritica di natura antropica e di micro sferule di magnetite (Fig. 66d) e di diversa composizione chimico-mineralogica ascrivibili a “polvere cosmica”, ovvero piccolissime meteoriti (CASCELLA *et alii*, 1995), diffusissime su tutta la terra, originatesi in seguito all’impatto ed alla combustione di corpi celesti più grandi con l’atmosfera.

7. - CONCLUSIONI

La mineralogia delle vene dei Monti Pisani rispecchia quella delle rocce metamorfiche incassanti, anch’esse costituite prevalentemente da quarzo (quarziti, conglomerati quarziticci, filladi quarziticche). Le paragenesi delle vene sono dominate dal quarzo associato a quantità minori di pirofillite, goethite pseudomorfa di siderite, clorite, ematite, pirite. Si nota comunque una differenza tra le vene incassate nel membro delle Anageniti Minute (VEU_3) e nelle Anageniti Grossolane (VEU_1) (M. Cascetto - Costa Moriglione, M. Verruca) costituite quasi esclusivamente da quarzo (e minime tracce di pirofillite e clorite), e le vene incassate nel membro delle Quarziti Bianco-Rosa (QMS_3) e delle Quarziti Verdi (QMS_2) (Vorno, S. Andrea, Colle di Compito, Guamo) dove invece sono presenti maggiori quantità di minerali di ferro (goethite pseudomorfa di siderite, ematite, clorite, pirite). Tale differenza è probabilmente controllata dalla maggiore quantità di idrossidi, carbonati, solfuri e fillosilicati presenti nelle quarziti dei membri delle Quarziti Bianco-Rosa, delle Quarziti Verdi e negli Scisti Verdi rispetto ai metaconglomerati della formazione della Verruca (specialmente le anageniti minute). Questo è indicativo di una circolazione di fluidi abbastanza limitata che ha provocato una mobilitazione locale di elementi, dalle rocce incassanti verso le vene. L’unico indizio di una maggiore mobilità chimica è fornito dalle vene con minerali di Hg-Cu-Fe della zona di San Giuliano Terme. Questi elementi potrebbero essere stati mobilizzati dal basamento paleozoico (affiorante pochi chilometri a N) che come molti altri complessi paleozoici toscani presentano contenuti particolarmente elevati di Hg, Cu, Fe e altri metalli (DINI, 1992; BARONI *et alii*, 1994; DE FONTE, 1996).

Secondo DINI *et alii* (1998), la circolazione idrotermale che ha generato le vene di estensione dei Monti Pisani è da ricollegarsi all’evento metamorfico alpino che ha interessato il gruppo montuoso ed in particolare alla sua evoluzione successiva alla prima fase deformativa. Fluidi metamorfici ricchi in CO_2 hanno interagito con fluidi meteorici di più bassa termalità e, in alcuni casi, l’interazione con livelli evaporitici ha determinato una salinità elevata dei fluidi come nel caso delle vene di Vorno, Guamo, e Sant’Andrea di Compito. Le vene incassate nella formazione della Verruca (VEU) (M. Cascetto - Costa Moriglione, M. Verruca) e quelle ospita-

te dalla formazione delle Quarziti del Monte Serra (**QMS**) (Vorno, S. Andrea, Colle di Compito, Guamo) oltre ad essere distinte mineralogicamente lo sono anche dal punto di vista della composizione chimica delle inclusioni fluide. Quelle incassate nelle formazioni più profonde dal punto di vista strutturale (formazione della Verruca) ospitano inclusioni fluide a H_2O-CO_2 di bassa salinità (5-13% in peso NaCl equiv.); viceversa le vene ospitate nella soprastante formazione delle Quarziti del Monte Serra presentano sempre inclusioni fluide ad alta salinità (33-41% in peso NaCl equiv.).

I dati delle inclusioni fluide, combinati con le informazioni geologico-strutturali e mineralogiche, indicano che la formazione delle strutture di estensione nella zona di cerniera delle principali anticlinali di prima fase (Anticlinale di Buti - M. Cascetto - Campo di Croce) possono avere attivato una circolazione idrotermale composta che consisteva di due fondamentali sistemi idrotermali coesistenti:

1) un sistema idrotermale “inferiore”, con fluidi metamorfici a H_2O-CO_2 e moderata salinità, confinato fondamentalmente nei membri competenti quarziticci e metaconglomeratici della formazione della Verruca;

2) un sistema idrotermale “superiore” con fluidi metamorfici a elevata salinità che ha interessato i membri delle Quarziti Verdi (**QMS₂**) e delle Quarziti Bianco-Rosa (**QMS₃**) della formazione delle Quarziti di M. Serra.

L'ingresso di fluidi meteorici è testimoniato dalle evidenze di mixing nel sistema di vene di estensione di M. Cascetto - Costa Moriglione. Questi fluidi meteorici hanno raggiunto il sistema idrotermale “inferiore” e sono stati convogliati nelle importanti strutture di estensione lì presenti. Viceversa gli stessi fluidi meteorici non avrebbero interagito con i fluidi ad alta salinità del sistema idrotermale superiore perché ospitati in strutture di estensione minori e poco interconnesse. Sulla base di questa ricostruzione del regime idrologico e dei dati mineralogici delle vene nell'area dei Monti Pisani sembra che le varie unità litostratigrafiche del Verrucano s.l. abbiano esercitato un controllo sulla natura e composizione dei fluidi nonché influenzato il tipo di circolazione e migrazione dei fluidi idrotermali (barriere idrologiche, tipo di fratturazione). Riguardo a ciò, è esemplificativo il comportamento del membro degli Scisti Verdi (**QMS₁**) della formazione delle Quarziti del Monte Serra, i quali hanno rappresentato sia una possibile sorgente di fluidi ad alta salinità sia una sorta di barriera idrologica di separazione tra il circuito idrotermale “superiore” ad alta salinità da quello “inferiore” a bassa salinità.

X - GEORISORSE PER I BENI CULTURALI

1. - LE PIETRE ORNAMENTALI DEI MONTI PISANI

Le pianure che circondano i Monti Pisani quasi per la loro intera circonferenza, sono state abitate dall'uomo sin dalle epoche più remote. I materiali litici di questi monti, per le loro caratteristiche fisico-meccaniche, sono stati quindi utilizzati dall'uomo, per le sue diverse esigenze, si direbbe "da sempre" ed in modo praticamente ininterrotto sino ai giorni d'oggi, seppure più o meno intensamente nelle diverse epoche storiche e con diverse finalità. In Tab. 10 sono riportate la composizione chimico-mineralogica e le principali proprietà fisico-meccaniche di alcuni litotipi. E' per questa lunga frequentazione che praticamente tutte le diverse litologie, affioranti sui Monti Pisani, sono state impiegate, raccolte in ciottoli od estratte in blocchi, piccoli e grandi, con tecniche più o meno perfezionate.

Come esempio di raccolta di materiale in ciottoli o frammenti decimetrici citiamo le urne cinerarie della necropoli villanoviana di Pisa, Via Marche, che sono circondate di ciottoli e frammenti irregolari, raccolti tal quale e non ulteriormente lavorati. Sono rappresentati praticamente tutti i litotipi affioranti sui Monti Pisani e le formazioni quaternarie, quali depositi stalattitici e brecce cementate di versante, ad indicare che gli abitanti del villanoviano percorrevano tutto il monte.

Tab. 10 - *Composizione chimica, composizione mineralogica e principali proprietà fisico-meccaniche di alcune pietre del Monte Pisano.*

	Marmi dei M.ti Pisani (83)	Quarziti verdi (26)	Quarziti biancorosa (46)	Metacalcari con selce (41)	Brecce di Caprona (20)
P.C.	44,38	1,47	1,42	40,46	40,69
Na ₂ O	< 0,04	0,20	0,17	0,09	0,06
MgO	3,82	1,10	0,98	0,91	5,39
Al ₂ O ₃	0,11	9,41	7,56	0,83	2,49
SiO ₂	0,27	81,58	84,99	5,93	6,13
P ₂ O ₅	<0,01	0,07	0,04	0,03	n.d.
K ₂ O	0,03	3,18	2,57	0,23	0,66
CaO	51,27	0,06	0,12	50,86	43,68
TiO ₂	<0,07	0,43	0,28	0,04	0,09
MnO	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	0,11	2,49	1,83	0,61	0,79
Quarzo	0,10	64,9	71,6	2,76	2,46
Calcite	82,43	n.d.	0,3	88,57	65,37
Dolomite	16,99	n.d.	n.d.	n.d.	23,17
Muscovite	0,22*	25,9	21,3	4,90	7,82*
Clorite	n.d.	4,1	3,1	0,49	n.d.
K-feldspato	n.d.	3,4	2,4	n.d.	n.d.
Altri	0,26	1,7	1,3	3,28	1,18
G (g/cm ³)	2,75	2,70 (8)	2,69 (25)	n.d.	2,746
γ _a (g/cm ³)	2,71 (49)	2,61 (8)	2,44 (25)	2,70 (51)	2,496
P (vol.%)	0,78 (49)	3,39 (8)	9,40 (25)	n.d.	9,07
CI (peso %)	0,22 (49)	0,793 (8)	1,617 (25)	0,20 (51)	2,35
IS (%)	79,04 (49)	61,76 (8)	42,65 (25)	n.d.	66,41
σ (N/mm ²)	134,3 (16)	130,1 (8)	100,1 (25)	152,0 (10)	64,0

() = numero di campioni analizzati; P.C. = perdita alla calcinazione; Fe₂O₃ = ferro totale espresso come Fe₂O₃; n.d. = non determinato; * = fillosilicati totali; G = massa volumica assoluta; gd = massa volumica apparente; P = porosità totale; CI = coefficiente di imbibizione; IS = indice di saturazione; sc = resistenza meccanica alla compressione.

In epoca più recente (I sec. a.C.) i romani costruiscono la prima cinta muraria di Lucca con grandi blocchi di travertino provenienti (MENCACCI, 2001) dall'unico modestissimo affioramento di questo litotipo, cartografato da GIANNINI & NARDI (1965) presso l'abitato di Molina di Quosa. Blocchi di questo travertino si ritrovano a Lucca, come reimpiego, nelle mura medievali (MENCACCI, 2002), nelle mura rinascimentali ed in numerosi edifici entro le mura e nel contado.

I romani hanno poi attivato l'estrazione del marmo del Monte Pisano, ricavano quantità notevoli anche in grossi blocchi, come ben si può osservare nelle strutture ancora visibili dell'anfiteatro di Lucca. A Pisa ben poche sono le testimonianze romane, ma alcuni blocchi di marmo, con l'ornamentazione tipica delle cave presso il paese di San Giuliano Terme, presenti nell'abside del Duomo si devono ritenere di estrazione romana e di reimpiego medievale per le eccezionali

dimensioni (anche oltre un metro), inusuali per un'estrazione di epoca medievale. Il "marmo del Monte Pisano", o noto anche come "Pietra di San Giuliano", appartiene alla formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*, CCE) ed ha un'enorme importanza storico-artistica perché con questo materiale sono realizzate le maggiori opere di architettura e di scultura in Lucca ed in Pisa in epoca medievale (FRANZINI & LEZZERINI, 2003).

Per citarne alcune: in Pisa, i monumenti di Piazza dei Miracoli, le facciate delle chiese di Santa Caterina, San Michele in Borgo, San Michele alle Piagge, San Paolo all'Orto, San Paolo a Ripa d'Arno, San Frediano (facciata: Fig. 67) ecc.; in Lucca: San Martino, San Michele, Sant'Alessandro, ecc. Di questo materiale sono

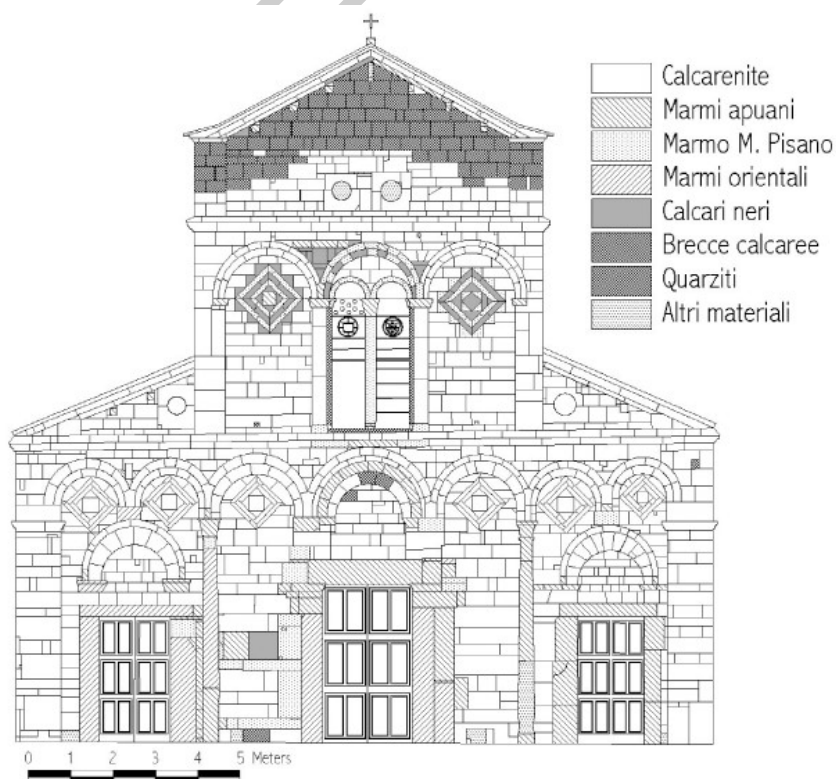


Fig. 67 - *Mapa dei materiali utilizzati nella facciata della chiesa di S. Frediano in Pisa (il rilievo architettonico quotato è stato realizzato dall'Arch. Sandro Catassi). Nella categoria «Altri materiali» sono stati inseriti i conci di arenaria, di monzogranito ed i tamponamenti in muratura (da LEZZERINI, 2005).*

anche le sculture di Nicola Pisano (Deposizione nel porticato di San Martino a Lucca, i Profeti del Battistero di Pisa, ecc.), di Biduino (portale di San Salvatore a Lucca, portale della Pieve dei Santi Cassiano e Giovanni a San Casciano, prov. di Pisa, ecc.), o il fonte battesimale della Pieve di Calci scavato in un unico blocco di circa $2.5 \times 2.5 \times 1 \text{ m}^3$.

L'estrazione di questo materiale, iniziata nella prima metà del secolo XI sul versante pisano del Monte e poco dopo sul versante lucchese, è la prima ripresa di attività estrattiva di marmi, nella Toscana occidentale, dopo l'interruzione dell'alto medioevo (FRANZINI & LEZZERINI, 2003). L'estrazione del marmo del Monte Pisano, come materiale ornamentale, prosegue ininterrotta nel tempo ma con quantità progressivamente in diminuzione, sino ad interrompersi definitivamente negli anni '70 del secolo passato. Restano attive modeste estrazioni, sul versante lucchese, per la produzione di grassello di calce.

Importanza comparabile al "marmo" (Marmi dei Monti Pisani, **CCE**) hanno avuto nel tempo le Quarziti Verdi e Bianco-Rosa (rispettivamente membro 2 e membro 3 della formazione delle Quarziti del Monte Serra, **QMS**, RAU & TONGIORGI, 1974), note come "Verrucano" o anche come "Pietra di Guamo", che sono state importantissime pietre da costruzione ampiamente utilizzate a Lucca e a Pisa dal X al XVI secolo (FRANZINI *et alii*, 2001) e di impiego progressivamente minore nel tempo per la difficoltà di lavorazione; una modesta attività estrattiva è tutt'oggi attiva sul versante lucchese. Le località tipo di estrazione sono Guamo, sul versante lucchese, e Crespignano, sul versante pisano. Cave importanti sono state attive anche nei pressi di Vicopisano. Le quarziti, insieme alle Breccie di Caprona (**BDC**), sono le pietre più utilizzate per la costruzione delle Case torre, ma hanno anche trovato impiego, soprattutto a Lucca, per la realizzazione di grandi palazzi, quali ad es. il Palazzo della Provincia, iniziato dall'Ammannati nel 1578. Le quarziti sono state inoltre utilizzate anche per edifici religiosi, alcuni di grande prestigio quali San Sepolcro a Pisa o le Pievi di Calci, di Vicopisano, di Cascina.

Impieghi minori hanno avuto i Metacalcari con selce (**CLF**) (FRANZINI & LEZZERINI, 1998) dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice (per es. mura medievali pisane) o dell'Unità tettonica della Falda Toscana (per es. Rocca di Ripafratta o Pieve di Pugnano), gli Scisti Violetti (**VEU₂**, membro 2 della formazione della Verruca, RAU & TONGIORGI, 1974) come coperture per i tetti o a formare l'alternanza di fasce chiare e scure, proprie dell'architettura pisano-lucchese (per es. Pieve di Calci o facciata di San Paolo a Ripa d'Arno in Pisa), le Breccie di Caprona (**BDC**) (corrispondenti alle Breccie di Agnano di FRANZINI & LEZZERINI, 2002) (solamente in Pisa e dintorni), le Breccie ad elementi di Marmi del Monte Pisano (**CCE**) (corrispondenti alle Breccie di Caprona, FRANZINI & LEZZERINI, 2002) che a Pisa sono state utilizzate ancora nelle ricostruzioni dell'ultimo dopoguerra (per es. Ponte di Mezzo).

In Tab. 11 sono riportati i litotipi dei Monti Pisani impiegati nell'edilizia medievale a Pisa, Lucca e dintorni.

Tab. 11 - *Litotipi dei Monti Pisani impiegati, in epoca medievale, in Lucca, Pisa e dintorni.*

LITOTIPO	LAVORAZIONE	ALCUNI ESEMPI
Quaternario		
Travertino - tv	grandi blocchi squadrati	Mura romane di Lucca; come reimpiego in edifici di Lucca e dintorni
Brecce di versante	frammenti irregolari	Mura medievali di Cascina
Falda toscana		
MAC - Macigno	bozze	Palazzo Gambacorti in Pisa
LIM- Calcare selcifero di Limano	bozze	Pieve di Pugnano
RET - Calcarei a Rhaetavicula contorta	bozze	Santa Giulia di Caprona
CCA - Calcare cavernoso	bozze	Pieve di Rigoli
BDC - Brecce di Caprona ("Brecce di Agnano" Aucitt.)	bozze	Mura medievali di Pisa
Unità M.te Serra e S. Maria del Giudice		
Formazioni della copertura calcarea e silicea		
CLF -Metacalcari con selce	bozzette	Mura medievali di Pisa, Case torre in Pisa, Santa Giulia di Caprona
CCE - Marmi dei Monti Pisani	bozze, colonne, architravi, sculture, ecc.	Grandi edifici religiosi di Lucca e di Pisa
GRE - Grezzoni	bozze, colonne	Pieve dei Santi Cassiano e Giovanni a San Casciano (PI)
Formazioni delle quarziti di M.te Serra		
S4 - Quarziti viola zonate	soglie, gradini	Edifici rurali nel M.te Pisano, Edifici del Mirteto
S3, S2 - Quarziti bianco rosa e verdi	bozze, colonne, architravi	Case torre di Pisa e Lucca, Pievi di Cascina e di Vicopisano, San Sepolcro a Pisa
Formazione della Verruca		
V2 - Scisti violetti	bozze, lastre a spacco	Pieve di Calci, San Paolo a Ripa d'Arno in Pisa
V1 - Anageniti grossolane	macine	Dintorni di Nicosia

PROGETTO

CARG

XI - LOCALITÀ FOSSILIFERE DEI MONTI PisANI

Nell'area del Foglio sono state individuate numerose località fossilifere che, con l'eccezione di alcune segnalazioni nei Monti d'Oltre Serchio e di un sito nelle Cerbaie, si trovano tutte nei Monti Pisani (Fig. 68). L'elevato numero di siti, alcuni dei quali d'importanza internazionale (es. San Lorenzo a Vaccoli per le filliti permo-carbonifere ed Agnano per le impronte di tetrapodi triassiche) e la loro presenza in un'ampia estensione stratigrafica (dal Paleozoico Superiore all'Olocene), fanno dei Monti Pisani una delle aree paleontologiche più significative del territorio italiano.

Qui di seguito viene riportata in ordine cronologico (dal più antico al più recente) una descrizione sintetica di ognuno di questi siti (riferimenti bibliografici, descrizione del sito, contenuto fossilifero e collocazione dei reperti raccolti). Gran parte delle località censite si trova nella Provincia di Pisa e sono già state segnalate da BIANUCCI *et alii* (2004) e BIANUCCI & LANDINI (2005).

Abbreviazioni utilizzate per le istituzioni:

DSAUP: Dipartimento di Scienze Archeologiche dell'Università di Pisa.

MSNTUP: Museo di Storia Naturale e del Territorio, Università di Pisa.

MGV: Museo Geopaleontologico della Valdinievole (Pescia).

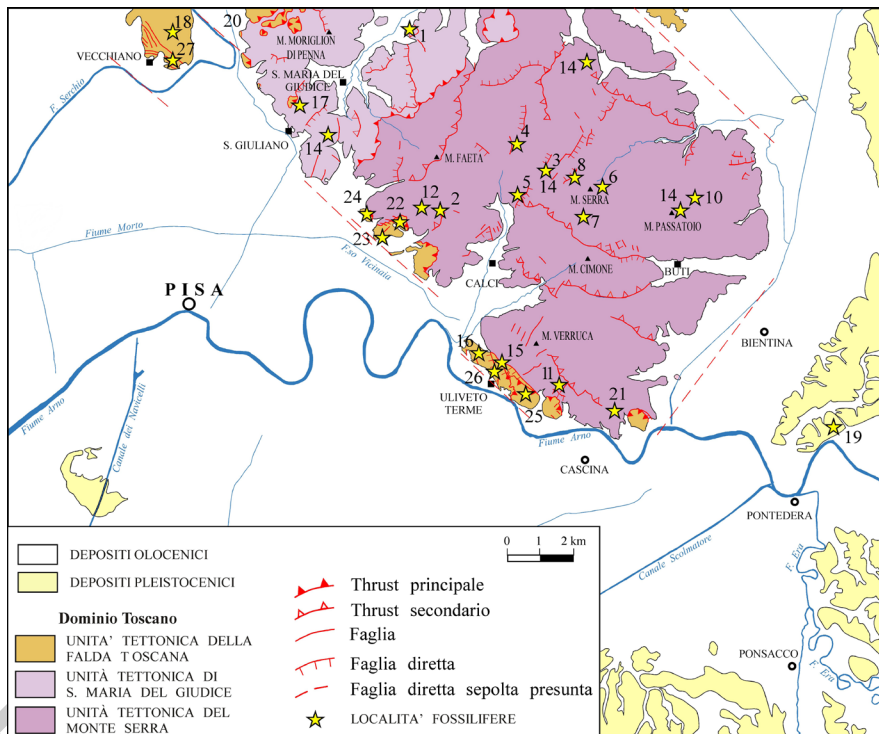


Fig. 68 - Localizzazione dei siti fossiliferi. 1: San Lorenzo a Vaccoli; 2: Monte Terminetto; 3: Monte Cascetto; 4: Spuntone di S. Allago; 5: Tre Colli; 6: Monte Serra; 7: Monte Pruno; 8: Colle di Calci; 9: Monte Passatoio; 10: Piavola; 11: Casa Focetta; 12: Agnano; 13: Monte Gallico; 14: Monti di San Giuliano; 15: San Biagio; 16: Cava Le Conche; 17: Casa la Croce; 18: Monti d'Oltre Serchio; 19: Le Cateratte; 20: Grotta di Parignana; 21: Grotta di Cucigliana; 22: Buca dei Ladri; 23: Cava La Croce; 24: Grotta del Leone; 25: Grotta dei Pippi; 26: Uliveto; 27: Cava Andreoni.

San Lorenzo a Vaccoli

Le filliti fossili negli Scisti di San Lorenzo sui Monti Pisani furono scoperte per la prima volta, nel 1889 da Ristori e De Stefani (in DE STEFANI, 1901). Successivi ritrovamenti di piante fossili in questi sedimenti furono segnalati da DE BOSNIASKI (1891, 1894), DE STEFANI (1890; 1891a, b; 1894, 1901). CANAVARI (1891) e RAU & TONGIORGI (1974), che hanno riportato anche la presenza di modelli di bivalvi ed asteridi, e da CANAVARI (1892) che vi ha segnalato due resti di insetti.

La flora fossile è rappresentata soprattutto da felci arboree (*Acithea* e *Psaaronius*), lepidodendri (*Lepidodendron* e *Sigillaria*), equisetali (*Calamites* e *Annullaria*), cordaite (*Cordaite*) e conifere primitive (*Utrechia* = *Walchia*) (Fig. 69). Ricche collezioni di filliti provenienti da questi sedimenti sono conservate presso



Fig. 69 - Filliti permo-carbonifere degli Scisti di San Lorenzo (LOR). A: *Neuropteris* sp. (MSNTUP 15471); B: *Callipteridium* sp. (MSNTUP 116153); C: *Pecopteris* sp. (MSNTUP 116152); D: *Annularia* sp. (MSNTUP 112962); E *Sphenophyllum* sp. (MSNTUP 14167). Scala = 3 cm.

il MSNTUP e il MSNUF.

L'inquadramento cronostatigrafico di questi fossili è stato proposto da TREVISAN (1955) e RAU & TONGIORGI (1974) i quali distinguono le seguenti quattro associazioni floristiche rinvenute in diverse località nei dintorni di San Lorenzo a Vaccoli e che vanno dal Carbonifero Superiore al Permiano Inferiore:

- *Strati di Villa Massagli* (località a circa 200 m a nord-ovest di San Lorenzo), caratterizzati da abbondanti lepidodendri e bivalvi limnici (*Anthracosia*);
- *Strati di Monte Togi* (1-1.5 km a sud di San Lorenzo, sulla destra dell'omonimo torrente, comprende anche le località "La Traina" e "Il Colletto"), con *Sphenophyllum oblongifolium*, *Pecopteris arborescens*, *Acithea isomorpha* e *Callipteridium pteridium* e rari insetti (Orthopteroidea);
- *Strati di Monte Vignale* (circa 1 km a est di San Lorenzo, sulla destra del

torrente), con *Alethopteris grandini* e *Taeniopteris multinervis*;

- *Strati della Via Pari e di Sasso Campanaro* (a nord di Monte Vignale) con *Utrechtia* (= *Walchia*) *piniformis* e *Callipteris conferta*.
- La flora fossile nel complesso suggerisce un clima intertropicale umido con estese foreste pluviali e ampie zone paludose.

Monte Terminetto

I fossili del Monte Terminetto vennero segnalati per la prima volta da FUCINI nel 1910 che li descrisse in dettaglio nel 1915. Gran parte del materiale esaminato da Fucini era stato raccolto da lui stesso in occasione degli sbancamenti effettuati per la costruzione di una nuova strada. Parte dei fossili erano stati raccolti alcuni anni prima da CANAVARI. La revisione più recente è stata compiuta da RAU & TONGIORGI nel 1966 (1966a).

Il sito si trova sul versante orientale dell'omonimo rilievo e vi si accede, salendo a nord di Agnano, per una strada sterrata che percorre la Valle della Polla. A circa 1 km da Agnano, una strada sulla sinistra porta al Monte Terminetto. L'affioramento si osserva lungo il taglio della strada sulle splendide pareti presso la cresta del Terminetto.

I fossili, di età carnica (Triassico medio), affiorano negli Scisti Verdi (QMS_1), il membro basale della formazione delle Quarziti del Monte Serra (QMS). Sono relativamente frequenti modelli interni ed esterni di conchiglie di molluschi bivalvi, prevalentemente riferibili al genere *Myophoriopsis*. Tra gli esemplari raccolti è stata descritta la nuova specie *Myophoriopsis brevissima*. Spettacolari sono inoltre le superfici di strato che conservano l'originaria ondulazione dovuta alle correnti di fondo (*ripple marks*). L'ambiente di deposizione degli Scisti Verdi è marino costiero, probabilmente lagunare. Molti reperti raccolti sul Monte Terminetto sono conservati presso il MSNTUP.

Monte Cascetto

Resti di asteridi del Monte Cascetto sono stati segnalati da VON HUENE nel 1941. RAU & TONGIORGI (1966a) riportano dubitativamente dalla stessa località alcuni bivalvi e successivamente (1974) descrivono alcune tracce di invertebrati.

Il sito si trova alla sommità della Valle di Calci, tra lo spuntone di S. Allago e il Monte Serra, lungo la strada che da Colle di Calci va a Colle di Prato di Calci. I fossili di età carnica (Triassico medio), affiorano negli Scisti Verdi (QMS_1), il membro basale della formazione delle Quarziti di Monte Serra. Sulle superfici di strato si osservano strutture sedimentarie tipo *ripple marks*.

I fossili sono rappresentati da modelli di stelle di mare e di bivalvi e da tracce tubiformi ad "U" attribuite alla famiglia Rhizocorallidae. Queste ultime sono riferite al genere *Corophiodes* che comprende tane analoghe a quelle dell'attuale

crostaceo *Corophium volutator* che vive in ambienti fangosi o di laguna salmastra. La presenza di stelle marine può essere imputata al loro trasporto dal mare aperto durante le mareggiate o ad un loro ingresso naturale durante fasi con maggiori comunicazioni con il mare aperto. Le strutture sedimentarie confermano l'ambiente marino di acque basse. Fossili raccolti sul M. Cascetto sono conservati presso il MSNTUP.

Spuntone di S. Allago

La presenza di bivalvi fossili nei sedimenti affioranti sullo Spuntone di S. Allago è stata segnalata da FUCINI (1915) e RAU & TONGIORGI (1966a, 1974).

Il giacimento si trova sul crinale dei Monti Pisani, sul fianco orientale dello Spuntone di S. Allago.

I fossili, di età carnica (Triassico medio), affiorano negli Scisti Verdi (QMS_1), il membro basale della formazione delle Quarziti di Monte Serra. Sono rappresentati da modelli interni ed esterni di conchiglie di molluschi bivalvi. I reperti sono in cattivo stato di conservazione e pertanto non è possibile una loro determinazione di dettaglio.

Tre colli

Il sito fossilifero di Tre Colli venne segnalato per la prima volta da Lotti nel 1881. I fossili ivi raccolti furono successivamente studiati da vari Autori, tra i quali FUCINI (1915) e RAU & TONGIORGI (1966a, 1974).

Il sito si trova sui Monti Pisani, nei pressi dell'abitato di Tre Colli, sopra Calci.

I fossili, di età carnica (Triassico medio), affiorano negli Scisti Verdi (QMS_1). Sono rappresentati da modelli interni ed esterni di conchiglie di molluschi bivalvi. Alcuni degli esemplari raccolti sono stati riferiti alla nuova specie *Myophoriopsis brevissima*. Altri esemplari, riferiti da FUCINI (1915) ai generi *Unio* e *Cyrena*, rientrano probabilmente nel materiale considerato non determinabile da RAU & TONGIORGI.

Monte Serra, Monte Pruno e Colle di Calci

RAU & TONGIORGI (1966a) segnalano queste località tra i siti fossili a bivalvi del "Verrucano" dei Monti Pisani.

Il sito del Monte Serra si trova a circa 100 m a sud della cima del Monte Serra, in prossimità dei ripetitori radio-televisivi. Vi è stato raccolto da FUCINI un esemplare poi descritto da ARTHABER (1937) e RAU & TONGIORGI (1966a). Il sito di Monte Pruno si trova sul versante occidentale di Monte Pruno, a circa 800 m a sud dalla cima del Monte Serra, non lontano dal sito di Colle di Calci.

I fossili, di età carnica (Triassico medio), affiorano negli Scisti Verdi (QMS_1), il membro basale della formazione delle Quarziti del Monte Serra. Sono rappre-

sentati da modelli di conchiglie di molluschi bivalvi. I reperti sono in cattivo stato di conservazione e pertanto non è possibile una loro determinazione di dettaglio.

Monte Passatoio

Le orme di tetrapodi, associate a impronte di asteridi, del Monte Passatoio sono state segnalate da VON HUENE (1941) e RAU & TONGIORGI (1974).

Il sito fossilifero si trova sui Monti Pisani sul versante orientale del Monte Passatoio. Vi si accede percorrendo il sentiero CAI 28, per circa 1,5 km dal campo sportivo di Buti. E' rappresentato da una parete alta 3-4 m, in parte ricoperta da detriti e vegetazione, che è ben visibile sulla sinistra del sentiero, procedendo verso la Piavola. Sulla scarpata alla destra dello stesso sentiero si osserva materiale detritico della stessa litologia, anche di grosse dimensioni, probabilmente ivi scaricato durante il taglio della parete per la costruzione della strada.

I fossili, di età carnica (Triassico medio), affiorano negli Scisti Verdi (**QMS₁**), il membro basale della formazione delle Quarziti di Monte Serra. Sono rappresentati da orme di una presunta salamandra attribuite alla nuova specie *Cryptobranchichnus infericolor* e da impronte di altri tetrapodi difficilmente determinabili. Negli stessi affioramenti sono stati rinvenuti anche numerosi esemplari di stelle di mare. L'ambiente di deposizione è marino costiero, probabilmente lagunare. La presenza di belle impronte di cristalli di gesso suggerisce un clima piuttosto arido, caratterizzato da limitati apporti di acqua dolce dal continente. Reperti recuperati in questo sito sono conservati presso il MSNTUP e il MGPUF.

Piavola

Il sito è stato segnalato da VON HUENE (1941) e RAU & TONGIORGI (1974).

Si trova sui Monti Pisani, sul versante orientale del Monte Piavola. Vi si accede percorrendo il sentiero CAI 28, per poco più di 2 km, dal campo sportivo di Buti. L'area in esame è attualmente ricoperta da vegetazione boschiva. Sul terreno si osservano numerosi massi, ma apparentemente non affiora roccia in posto.

I fossili, di età carnica (Triassico medio) sono stati ritrovati negli Scisti Verdi (**QMS₁**). Sono rappresentati da orme di tetrapodi difficilmente determinabili associate a numerosi esemplari di stelle di mare (sotto forma di modelli). L'ambiente di deposizione è marino costiero, con acque basse e tranquille. Probabilmente si tratta di una laguna fortemente interessata dai movimenti di marea. Reperti recuperati in questo sito sono conservati presso il MSNTUP e il MGPUF.

Casa Focetta

L'unico reperto rinvenuto in questo sito è stato segnalato da SIRIGU & TONGIORGI (1997).

Il fossile è stato trovato sul versante sud-occidentale del Monte Verruca (Monti

Pisani), a poche decine di metri da Casa Focetta, lungo il sentiero CAI 03 che sale verso la sommità della Verruca. Nell'area di ritrovamento affiorano i livelli superiori delle Quarziti Bianco-Rosa (QMS₃).

Si tratta di un'impronta isolata non ben definita e dubitativamente attribuita ad un piccolo dinosauro carnivoro (*Ceratosauria*). Il reperto è conservato presso il MSNTUP.

Agnano

Le orme di tetrapodi nel "Verrucano" di Agnano furono segnalate per la prima volta da LOTTI (1881) e descritte successivamente da TOMMASI (1886) e FUCINI (1910). Lo studio più recente dell'intera fauna è stato fatto da VON HUENE (1940a, b; 1941). Un quadro generale di questi ritrovamenti e della loro interpretazione è stato fornito da RAU & TONGIORGI (1974) e da TONGIORGI (1980). Più recentemente LEONARDI & LOCKLEY (1995), SIRIGU & TONGIORGI (1997) e LEONARDI (2000) hanno preso in esame le eccezionali orme dinosauriane rinvenute in questo paleosito.

Il giacimento si trova a nord-ovest di Agnano e affiora sul lato occidentale della Valle della Polla, lungo il fianco orientale della Costia e sulla Cima La Sughereta.

L'affioramento principale è rappresentato da una cava abbandonata subito a nord di Agnano e vi si accede percorrendo per un breve tratto la strada sterrata sul fianco sinistro della Valle della Polla. La cava è a poche decine di metri dalla strada. Si tratta di una parete lunga circa 50 m e alta circa 20 m. Altri affioramenti, meno estesi, si osservano lungo la strada presso Cima La Sughereta, in prossimità del bivio per il Monte Terminetto e lungo la strada che porta al Monte Terminetto.

I fossili, datati al Triassico superiore, affiorano nelle Quarziti Viola Zonate (QMS₄), il membro superiore della formazione delle Quarziti di Monte Serra. Bellissime superfici di strato, visibili anche sulla parete della cava, conservano l'originaria ondulazione dovuta alle correnti di fondo (*ripple marks*), strutture di disseccamento (*mud cracks*), impronte di trascinamento (*corrente marks*) e impronte di gocce di pioggia. I fossili sono rappresentati da orme lasciate prevalentemente da rettili cotilosauri, rinocefali, tecodonti e dinosauri. Tutte le specie descritte sono nuove per la scienza. Di notevole importanza l'orma attribuita a *Grallator toscanus* (Fig. 70), una delle più antiche testimonianze della presenza di dinosauri in Italia e una delle prime a livello mondiale. Un'altra orma dinosauriana riferita a un probabile piccolo dinosauro ornitisco è stata recentemente scoperta nella cava abbandonata di Agnano. Una revisione recente condotta da AVANZINI sui reperti conservati presso il MSNTUP ha portato al riconoscimento anche di impronte riferibili a un possibile terapside (*?Dicynodontipus* sp.) e a un limulide (BIANUCCI *et alii*, 2006).

Le orme sono state lasciate in un ambiente di bassa piana deltizia. I fossili si ritrovano, infatti, in corrispondenza di sottili e regolari alternanze di depositi sil-

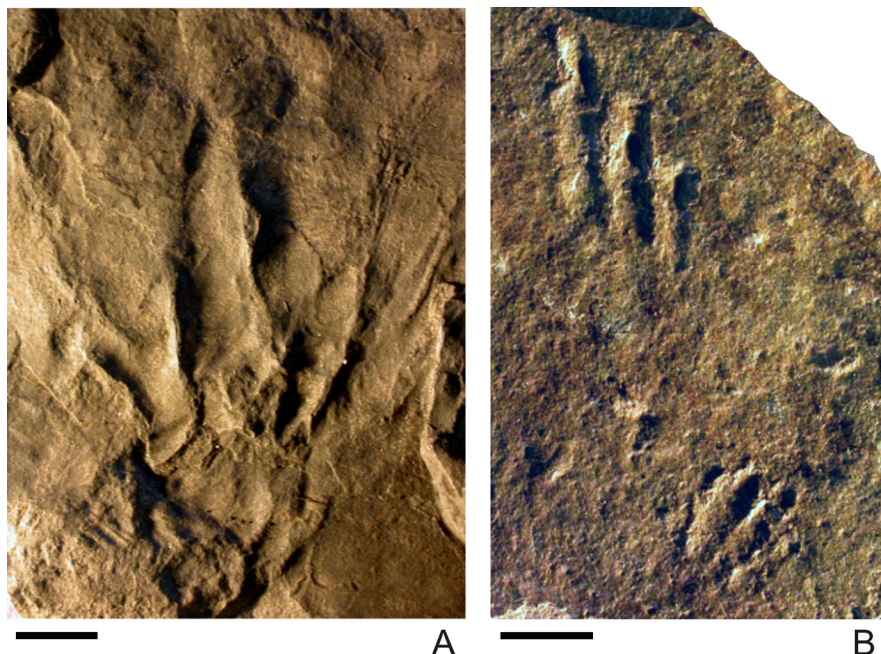


Fig. 70 - Orme di tetrapodi triassiche di Agnano. A: *Grallator toscanus* (MGPUF IGV5200, olotipo); B: *Rotodactylus* sp. (MSNTUP 113539). Scala = 1 cm.

titici e argillosi (*flood-plain bay*) che si formano in corrispondenza di piatte aree inondate da un velo d'acqua, in parte salmastra, e periodicamente disseccate.

Orme di tetrapodi provenienti da questo giacimento sono conservate presso il MSNTUP, il MGPUF e il MGCV.

Monte Gallico

Si tratta dell'unico sito con orme di tetrapodi del versante settentrionale dei Monti Pisani (TONGIORGI, 1980). Le orme affioravano su estese superfici di strato a *ripple marks* nella parte basale delle Quarziti Viola Zonate (QMS_4), il membro superiore della formazione delle Quarziti di Monte Serra (RAU & TONGIORGI, 1974, Figg. 111-112). Il sito è rappresentato da una cava abbandonata subito a sud di S. Andrea di Compito. Le originarie superfici di strato con numerose impronte di tetrapodi sono state completamente asportate dalle ruspe.

Monti di San Giuliano

Segnalati per la prima volta da SAVI nel 1832, i fossili dei Marmi dei Monti

Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*, CCE) dei Monti di S. Giuliano sono stati oggetto di molte pubblicazioni nell'800 e nella prima metà del '900. L'interesse per questi fossili fu in parte alimentata dal desiderio di chiarire l'età e la posizione reciproca delle diverse formazioni dei Monti Pisani. Tale interesse generò dispute tra i vari geologi e paleontologi che si dedicavano allo studio di questi fossili. Oltre alle segnalazioni di SAVI del 1832 e successivamente di SAVI & MENEGHINI (1851), importanti contributi vennero pubblicati da DE STEFANI (1876), NERI (1892), FUCINI (1894) e VINASSA DE REGNY (1933). La revisione più recente è di ARTHABER (1935) che, in polemica con le determinazioni di VINASSA DE REGNY, confermò il Giurassico Inferiore attribuito dal FUCINI (1894) a questa fauna. RAU & TONGIORGI (1974) hanno preso in esame l'elenco faunistico proposto da Arthaber per una migliore definizione stratigrafica della formazione dei Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*, CCE).

Per Monti di S. Giuliano si intendono qui i rilievi dei Monti Pisani a est di S. Giuliano Terme e più precisamente, da nord verso sud, il Monte S. Giuliano (chiamato anche Monte Rotondo), M. Torretta e M. Castellare. I fossili si ritrovano nella formazione dei Marmi dei Monti Pisani (CCE) datata al Giurassico Inferiore. Solo per pochi reperti sono stati riportati i siti puntuali di provenienza e uno di questi si trova sul versante occidentale di M. Castellare, lungo il sentiero CAI 015 che porta a Casa delle Fate e alla Villa Bosniaski. I fossili si ritrovano frequenti in un affioramento lungo circa 30 m sulla sinistra della strada e sono rappresentati prevalentemente da modelli di piccoli gasteropodi e di cefalopodi, talvolta in forte concentrazione. Si tratta probabilmente del sito già segnalato da MASINI (1926) e GIANNINI & NARDI (1965). Un altro sito fossilifero si trova sul versante meridionale di Monte Torretta, a quota di circa 200-210 m, ed è rappresentato da frequenti strutture di origine algale. Si tratta di corpi sferoidali (pisoliti algali?) già segnalati da SAVI (1832), poi da GIANNINI & NARDI (1965) e da RAU & TONGIORGI (1974). Alcuni autori (DE STEFANI, 1876; GIANNINI & NARDI 1965; RAU & TONGIORGI, 1974) riportano una lumachella ad ammoniti tra Casa la Croce e Casa la Spelonca.

L'elenco più completo dei fossili dei Monti di S. Giuliano è stato pubblicato da FUCINI (1894) e comprende vermi, coralli, brachiopodi, crinoidi, echinidi, bivalvi, gasteropodi, ammoniti e belemniti per un totale di 175 specie, delle quali oltre 50 rappresentano nuove specie istituite da questo autore o da altri precedentemente. Lo stato di conservazione dei fossili è mediocre, essendo rappresentati da modelli, il più delle volte deformati e ricristallizzati.

La maggior parte dei fossili raccolti in passato sono conservati nel MSNTUP e nel MGPUF.

San Biagio

Il sito è stato segnalato e studiato da GRATZIU *et alii* (1968) e RAU & TONGIORGI

(1974).

Il livello fossilifero si osserva tra quota 200 e quota 210 m, sul taglio di una strada sterrata che da Caprona sale fino a Casa Focetta, in località denominata “S. Biagio” nella cartografia 1:10.000.

I fossili si ritrovano all’interno della formazione dei Marmi dei Monti Pisani (CCE) del Giurassico inferiore, circa 15 m sotto al contatto con i Metacalcari con selce (CLF). Si tratta di stromatoliti algali. Le strutture stromatolitiche sono ben evidenti, anche all’osservazione macroscopica, per la colorazione giallastra o rossastra dovuta alla pigmentazione degli ossidi di ferro. Le incrostazioni algali si sarebbero formate in mare aperto in un ambiente di bassofondo, dove barriere affioranti delimitavano bacini interni con acque basse, calde e relativamente tranquille.

Cava Le Conche

I fossili della Cava Le Conche presso Caprona sono noti dalla metà dell’ottocento (SAVI & MENEGHINI, 1851) e sono stati oggetto di studio anche da parte di CAPELLINI (1862, 1866), VINASSA DE REGNY (1906) e TAVANI (1951). Una parziale revisione è stata fatta da RAU & TONGIORGI (1974).

Il sito fossilifero è rappresentato da una cava oggi abbandonata in località “Le Conche” a circa 500 metri a sud-est di Caprona, sul lato sinistro della strada statale che da Caprona porta a Uliveto Terme. La maggior parte dei fossili si ritrovano nella formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* (RET) e sono datati al Retico (Triassico superiore). In questa roccia sono stati segnalati molluschi bivalvi e gasteropodi, brachiopodi ed una placchetta di pesce attribuita a *Gyrolepis* sp. Nella stessa cava è stata segnalata una breccia ossifera a terra rossa quaternaria con resti di ippopotamo associati a molluschi e coralli pliocenici rimaneggiati. I Calcari a *Rhaetavicula contorta* (RET) si ritiene che si siano depositati in un ambiente marino di laguna interna. I molluschi e i coralli pliocenici contenuti nelle breccie documentano che durante questo periodo il mare lambiva il margine meridionale di Monti Pisani. La breccia ossifera si è formata per riempimento di cavità carsiche in una fase climatica calda (documentata dalla presenza dell’ippopotamo), probabilmente dell’ interglaciale Riss-Würm.

Casa la Croce

Il fossili di Casa la Croce sono stati segnalati e studiati da BOCCALETTI & SGUAZZONI nel 1969.

Il sito fossilifero è ubicato a circa 1 km a nord-ovest di San Giuliano, nei pressi delle località Casa La Croce. Gli affioramenti si trovano lungo strada sterrata che, subito a est di Casa La Croce, sale verso Monte Cupola (sentiero CAI 00). I fossili, di età giurassica, sono stati trovati nella formazione del Calcare selcifero della Val di Lima (SVL) e nei livelli di breccie dei Calcari e marne a Posidonia (POD). Nel

Calcare selcifero della Val di Lima (**SVL**) sono state trovate due piccole ammoniti limonitizzate riferite al genere *Phylloceras*. In livelli di breccie all'interno della formazione dei Calcari e marne a *Posidonia* (**POD**) sono state trovate due piccole ammoniti limonitizzate riferite ai generi *Rhacophyllites* e *Grammoceras*, altre ammoniti indeterminate, frequenti rostri di belemniti conservati in calcite e bastoncelli limonitizzati di problematica attribuzione sistematica.

Fossili ben conservati visibili in affioramento sono piuttosto rari. I resti limonitizzati in genere sono in cattivo stato di conservazione, mentre invece appaiono meglio conservati i rostri di belemniti conservati in calcite.

I sedimenti in cui sono stati ritrovati i fossili si sono depositi in ambiente marino profondo, probabilmente caratterizzato da scarsa ossigenazione sul fondo (fossilizzazione in limonite).

Monti d'Oltre Serchio

I fossili nei Monti d'Oltre Serchio sono segnalati già a partire dalla seconda metà del '800 da SAVI (1846) e SAVI & MENEGHINI (1850). Importanti contributi sono stati poi pubblicati da DE STEFANI (1877, 1889) e FUCINI (1900, 1903). Lavori di sintesi sull'intera associazione sono stati forniti da UGOLINI (1905) e più recentemente da GIANNINI & NARDI (1965).

Questo sito comprende una parte dei Monti d'Oltre Serchio, cioè quei rilievi, così definiti per la prima volta da SAVI (1846), compresi tra Vecchiano, Avane e Filettole. In particolare i fossili sono stati ritrovati nella parte sud sud-orientale a ridosso di Vecchiano (Monte Spazzavento e M. Avane) e nella parte centrale (Monte Bastione, M. Bruceto, M. Repole e località Paduletto).

In queste aree affiorano in ordine stratigrafico, dal basso verso l'alto, le formazioni fossilifere giurassiche del Calcare massiccio (**MAS**), del Rosso Ammonitico (**RSA**), del Calcare selcifero di Limano (**LIM**) e dei Calcari e marne a *Posidonia* (**POD**).

I fossili sono rappresentati principalmente da ammoniti (19 specie), tra le quali si annoverano le nuove specie *Lytoceras crebricosta* e *Arietites peregrinus* istituite da Fucini su esemplari raccolti nel Calcare selcifero di Limano (**LIM**). Vengono riportati come frequenti anche i gasteropodi (soprattutto in sezione) e i crinoidi (per lo più in frammenti) nel Calcare massiccio (**MAS**) del M. Spazzavento e di Avane. Infine, vengono segnalate tracce di invertebrati ("*Fucoides*" e "*Chondrites*") e bivalvi (*Posidonoma*, *Pecten* e *Astarte*) nei Calcari e marne a *Posidonia* di Pietra a Padule e Paduletto.

E' da notare che vari autori riportano fossili del Calcare selcifero di Limano (**LIM**) e dei Calcari e marne a *Posidonia* (**POD**) trovati sul M. Repole, dove in realtà affiora unicamente il Calcare selcifero della Val di Lima (**SVL**) apparentemente non fossilifero. Questi fossili potrebbero provenire dai vicini Monte Grepole e

M.Bruceto e dalla insenatura del Paduletto dove effettivamente affiorano i depositi fossiliferi.

Le Cateratte

I fossili sono stati trovati in un affioramento nella formazione pleistocenica della formazione di Ponte alla Navetta (NTA) situato lungo la scarpata meridionale delle Cerbaie, tra Calcinaia e Montecalvoli (ZANCHETTA, 1995). Si tratta di un banco di 50 cm di spessore composto da un accumulo caotico di resti di molluschi che affiora sulla scarpata sopra la strada in località Le Cateratte, circa un chilometro ad ovest di Montecalvoli. Sono state identificate complessivamente 15 specie di bivalvi e gasteropodi. Rari esemplari di ostriche e frammenti di pectinidi sono stati ritrovati anche poche centinaia di metri più a ovest, presso Ponte alla Navetta.

L'ambiente di deposizione è marino di acque basse, con variazioni di salinità. Viene ipotizzato che l'accumulo sia dovuto a un cordone litorale o a mareggiate.

Grotta di Parignana

Le prime segnalazioni di ossa fossili provenienti dalla grotta di Parignana (detta anche Buca delle Fate o Grotta delle Molina; CATERINI, 1921a) risalgono al 1867 da parte di MINATI & D'ACHIARDI. La maggior parte dei reperti vennero raccolti da Regnoli che però non pubblicò mai i risultati dei suoi studi. Elenchi dei mammiferi fossili di questa grotta vennero invece pubblicati da FORSYTH MAJOR (1873), da CATERINI (1921a; 1921b) e da DEL CAMPANA (1925).

Si tratta di una grotta carsica ubicata nei Monti Pisani, a circa 1 km a nord-est di Molina di Quosa. La grotta ha dimensioni modeste ed è formata da un pozzo profondo circa 10 m che porta ad una prima caverna, collegata tramite una fessura lunga 2,5 m ad una seconda caverna, più grande e posta più in basso rispetto alla prima. I fossili vennero raccolti nella terra rossa della caverna principale e sono stati purtroppo scavati senza una precisa e accurata registrazione della loro provenienza stratigrafica. La fauna è abbondante e diversificata ed include sia macro che micromammiferi oltre a uccelli. Le specie dominanti sono la marmotta (*Marmota marmota*), il cervo nobile (*Cervus elaphus*) e l'orso bruno (*Ursus arctos*), ma significativa è anche la presenza del rinoceronte delle steppe (*Stephanorhinus hemitoechus*) (Fig. 71), del lupo (*Canis lupus*), della volpe (*Vulpes vulpes*), del camoscio (*Rupicapra rupicapra*) e della lepre con le due specie *Lepus europaeus* e *Lepus timidus*. La contemporanea presenza di specie adattate a vivere in climi caldi (il rinoceronte delle steppe) e specie tipiche di climi freddi (la marmotta ed il camoscio) ha portato il CATERINI (1921b) ad individuare più momenti di frequentazione della grotta a partire dall'ultimo interglaciale, fino alle fasi fredde del Pleistocene glaciale. I reperti sono conservati prevalentemente nel MSNTUP ed in parte presso il DSAUP.

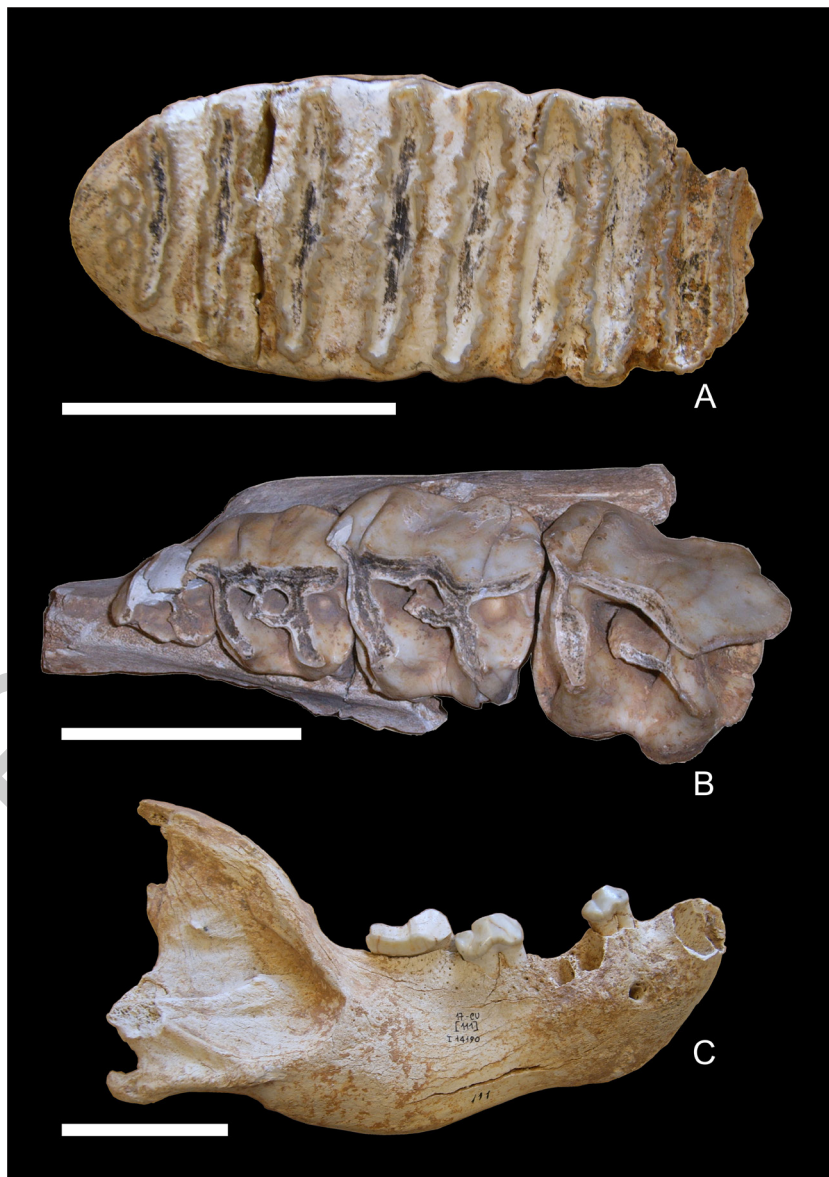


Fig. 71 - Resti fossili di mammiferi continentali pleistocenici raccolti nelle grotte dei Monti Pisani. A: dente premolare superiore (dP4) di *Elephas antiquus* (MSNTUP 115574), Grotta di Cucigliana; B: mascellare sinistro con denti (P2, P3, P4, M1) di *Stephanorhinus hemioetochus* (MSNTUP 112761), Grotta di Parignana; C: mandibolare destro con denti (P2, P4, M1) di *Crocuta crocuta spelaea* (MSNTUP 114190), Grotta di Cucigliana. Scala = 5 cm.

Grotta di Cucigliana

La grotta di Cucigliana fu scoperta nel 1878 e i risultati del primo scavo, effettuato nel 1879, vennero pubblicati nel 1880 da ACCONCI. Dagli archivi del MSNTUP risulta che scavi successivi incrementarono la collezione iniziale, rappresentata da 50 pezzi, portandola agli oltre 1300 reperti conservati attualmente nel museo dell'Ateneo pisano (MIRRI, 1999). Reperti provenienti da questo sito sono stati segnalati anche da DEL CAMPANA (1913) e CATERINI (1921a, 1924).

Si tratta di una grotta carsica situata nei pressi di Cucigliana. L'apertura della grotta, invasa in parte dalla vegetazione, si trova in un uliveto ai piedi di un muro in pietra.

I fossili sono rappresentati da resti di vertebrati continentali pleistocenici appartenenti a mammiferi (insettivori, roditori, carnivori, perissodattili, artiodattili e lagomorfi), anfibi (anuri) e rettili (serpenti). I resti più frequenti appartengono a iene, cervi, cavalli, daini e orsi delle caverne. Nella grotta sono stati ritrovati anche resti umani più recenti (Olocene) associati a manufatti. E' probabile che la grotta sia stata frequentata soprattutto da iene (*Crocota crocota spelaea*) che la utilizzavano come rifugio. Questa ipotesi si basa sul fatto che i resti appartenenti alla iena sono predominanti e associati a frequenti resti di grossi erbivori talvolta con evidenti segni di fratture dovute alla predazione. Da segnalare la presenza nella collezione storica del MSNTUP di due quarti premolari decidui superiori di *Elephas antiquus* molto ben conservati (fig. 71) che furono descritti da ACCONCI (1880) come *Elephas antiquus* var. *nana* e che si pensava fossero andati dispersi. La fauna di Cucigliana è stata riferita alla parte finale dell'ultimo interglaciale e all'inizio dell'ultimo glaciale (MIRRI, 1999). I reperti sono conservati prevalentemente nel MSNTUP ed in parte presso il DSAUP e il MGPUF.

Buca dei Ladri

Il contenuto fossilifero trovato all'interno della Buca dei Ladri è stato descritto da BIANUCCI (1980).

Si tratta di una grotta carsica ubicata nei Monti Pisani, 1 km ad ovest di Agnano, immediatamente sopra Cava La Croce. Ha uno sviluppo complessivo di 130 m, una lunghezza massima di 58 m ed un dislivello (quota ingresso-livello acque del lago) di 34 m cui si aggiungono 1 m di profondità del bacino lacustre sotterraneo.

I fossili furono trovati in una breccia che costituisce la volta della cavità e nel conoide di frana dovuto al parziale disfacimento della breccia in posto. Insieme a manufatti litici e ossei riferiti al Paleolitico superiore, sono stati ritrovati resti fossili generalmente ben conservati appartenenti a mammiferi (prevalentemente a cervidi e *Bos primigenius*) e uccelli. Nella lista della fauna sono segnalati anche volpe, faina, marmotta, lepre europea, capriolo e cavallo.

Le datazioni effettuate hanno fornito un'età superiore a 28.000 anni. L'associa-

zione faunistica nell'insieme, e la presenza della marmotta in particolare, indicano condizioni climatiche fredde riferibili all'ultima glaciazione.

Cava La Croce

La presenza di fossili nella Cava della Croce è stata riportata da TAVANI (1951) e da RAU & TONGIORGI (1974).

Si tratta di una cava di calcare, visibile sulla sinistra della strada provinciale lungomonte da S. Giuliano Terme a Calci circa 500 m prima del bivio per Agnano.

I fossili sono stati rinvenuti all'interno di fessure nei calcari affioranti. In particolare, dalla parte più profonda delle fessure provengono poche ossa di uccelli e roditori mescolate a fossili marini rimaneggiati riferiti al Pliocene. Nella parte più superficiale delle fessure il riempimento perde la colorazione rossa per assumere quella bruna e i fossili più diffusi sono rappresentati da vertebrati continentali pleistocenici. Nei dintorni della cava sono stati raccolti anche gasteropodi continentali provenienti dalla terra rossa dovuta all'erosione dei calcari affioranti (DE STEFANI, 1875; UGOLINI, 1899).

La fauna a vertebrati consta di mammiferi (orso delle caverne, leopardo, roditori, ecc.) e uccelli. I fossili marini pliocenici rimaneggiati sono rappresentati da una fauna relativamente diversificata di bivalvi e gasteropodi. I gasteropodi continentali sono stati riferiti a 20 specie molte delle quali vivono ancora oggi nei Monti Pisani.

La fauna a vertebrati pleistocenici è stata riferita ad una fase interglaciale würmiana per la presenza del leopardo nonché l'abbondanza del gracchio tra gli uccelli e dell'arvicola delle nevi (*Microtus nivalis*) tra i roditori. La presenza di fossili marini all'interno di fessure carsiche è stata interpretata come dovuta al dilavamento, avvenuto probabilmente durante l'interglaciale Riss-Würm, di sedimenti pliocenici che originariamente si erano depositi sui Monti Pisani quando il mare ne lambiva le pendici.

Grotta del Leone

I primi scavi nella Grotta del Leone furono iniziati da E. Tongiorgi nel 1947 e proseguiti fino agli anni '50 del secolo scorso. Vennero poi ripresi nel 1969 da Radmilli e si protrassero fino al 1974. I contenuti sia antropici che faunistici raccolti in questa grotta sono stati pubblicati da CARDINI (1947), TAVANI (1951), LAJ (1948), RAU & TONGIORGI (1974), D'EUGENIO (1990) e GRIFONI *et alii* (2007).

Si tratta di una grotta carsica situata sulla sinistra, tra il bivio per Asciano e quello per Agnano, percorrendo la strada provinciale lungomonte. L'ingresso, situato alla base di un salto roccioso, immette in un pozzo di accesso che si apre in un'ampia stanza con a destra un laghetto ed a sinistra uno stretto e breve passaggio che conduce in una stanza più piccola. Il pavimento è costituito da detriti argillosi,

pietrisco e da formazioni stalagmitiche, una delle quali forma la figura da cui prende il nome la grotta.

Nel livello basale (D) è stata rinvenuta un'industria litica attribuibile al Paleolitico superiore e nella fauna è presente *Equus hydruntinus* (asino). Nei livelli superiori (C e B) si segnalano materiali riferibili al Neolitico, all'Età del Rame e all'Età del Bronzo oltre ad abbondanti resti di fauna domestica costituita da cervo, tasso, cinghiale, orso bruno, bue, pecora e maiale. Nel livello superficiale si segnalano materiali rimaneggiati dell'Età del Bronzo e del Ferro.

Da segnalare il ritrovamento di un cranio umano trapanato riferibile all'Età del Rame (LAJ, 1948) ed attribuito ad una femmina adulta che è sopravvissuta all'operazione (GRIFONI *et alii*, 2007).

Nella grotta sono stati ritrovati anche gasteropodi continentali quaternari e invertebrati marini pliocenici rimaneggiati rappresentati da bivalvi (*Cardium edule*), gasteropodi (tra i quali *Cerithium vulgatum*) e coralli (*Cladocora coespitosa*). La presenza di fossili marini all'interno della grotta carsica viene interpretata come dovuta al dilavamento, avvenuto probabilmente durante una fase del Würm III, di sedimenti pliocenici che originariamente si depositarono sui Monti Pisani, quando il mare lambiva le pendici di questo rilievo.

Grotta dei Pippi

Fossili della grotta del Pippi, rinvenuti per la prima volta nel 1927, sono stati segnalati da LOPANE (1949), TAVANI (1951) e da RAU & TONGIORGI (1974).

Si tratta di una grotta carsica situata 950 m in direzione est dalla chiesa del Santissimo Salvatore (Uliveto Terme). I fossili sono rappresentati da un unico esemplare di bivalve marino (*Cardium* sp.), interpretato anche in questo caso come un fossile pliocenico rimaneggiato. Questo reperto è associato all'industria del Paleolitico superiore ed è sormontato da abbondanti resti di mammiferi continentali, considerati di età recente per l'abbondanza di animali domestici (tra i quali: *Ursus arctos*, *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Ovis ovis*, *Bos taurus* e *Sus scrofa*).

Uliveto

UGOLINI (1902) segnalò un resto di *Ursus spelaeus* raccolto nelle brecce ossifere dei dintorni di Uliveto Terme e donato da DE BOSNIASKI al Museo di Geologia dell'Università di Pisa.

L'esatta località di ritrovamento dei reperti non è nota. Nei dintorni di Uliveto Terme affiorano estesamente rocce calcaree appartenenti alla formazione dei Grezzoni (GRE) e dei Marmi dei Monti Pisani (CCE), interessate da un'intensa erosione carsica che da luogo a grotte e fessure talvolta riempite da brecce ossifere.

Il reperto descritto da Ugolini è rappresentato da un cranio incompleto riferito a *Ursus spelaeus* ed è conservato nel MSNTUP insieme a resti frammentari di ossa,

provenienti dalla stessa località, attribuite dubitativamente a *Rhinoceros* sp. e a *Cervus capreulus*.

La presenza dell'orso delle caverne indica condizioni climatiche fredde (glaciazione würmiana).

Cava Andreoni

Fossili nella Cava Andreoni sono stati segnalati da BLANC & TAVANI (1935) e da TAVANI (1942). La stessa fauna fossile viene citata anche da GIANNINI & NARDI (1965).

La cava si trova sul versante sud-ovest del M. Spazzavento (Monti d'Oltre Serchio) a nord di Vecchiano. Nell'area della cava affiora il Calcere massiccio (MAS) di età giurassica. I fossili sono stati trovati in una delle grandi spaccature (diaciasi) che si osservano nella parte meridionale del fronte di cava. La diaclasi fossilifera viene descritta come larga 1 m e alta 18 m. I fossili erano contenuti in una breccia di età pleistocenica e sono rappresentati da ossa di mammiferi e uccelli associati a molluschi continentali e ad una fauna pliocenica rimaneggiata di molluschi marini e coralli.

I molluschi e i coralli pliocenici contenuti nelle breccie documentano che durante questo periodo il mare raggiungeva i Monti d'Oltre Serchio. I molluschi sono stati poi trasportati dalle acque superficiali nelle cavità nel Pleistocene, probabilmente durante un periodo glaciale.

PROGETTO

CARG

XII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

Nell'area Foglio l'attività estrattiva ha riguardato essenzialmente le rocce lapidee, massicce o stratificate, e i materiali sciolti delle pianure alluvionali; gli usi principali comprendevano la produzione di calce, inerti e pietre da costruzione (AUTORITÀ DEL BACINO SPERIMENTALE DEL FIUME SERCHIO, 1993; AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO, 1994). La maggior parte delle cave si trova nella zona pedemontana dei Monti Pisani o in pianura, nella fascia altimetrica compresa tra qualche metro e 100-150 m s.l.m. Fra le moltissime cave presenti nel territorio, spesso di dimensioni molto piccole, si ricorderanno quelle più significative e oggetto di sfruttamento più intenso e prolungato nel tempo.

1. - LE CAVE NELLE FORMAZIONI LAPIDEE

Le cave in roccia rientrano per lo più tra le cave di monte e sono localizzate in zone pedecollinari. La coltivazione procedeva in prevalenza con escavazione a fronte unico o su pochi fronti, a formare una sorta di anfiteatro; lo sviluppo in altezza può essere considerevole e raggiungere e superare il centinaio di metri (come si può verificare presso Vecchiano o San Giuliano Terme), mentre l'acclività può essere molto alta e superare i 60°, fino ad essere sub-verticale e talora strapiombante. Alcune cave sono state coltivate a gradoni, mantenendo comunque un'altezza

della scarpata e una pendenza media piuttosto elevate. In pochi casi è presente un diaframma frontale per ridurre l'impatto visivo.

L'escavazione riguardava una varietà di formazioni, con una netta prevalenza di quelle carbonatiche, presenti sia nell'Unità tettonica della Falda Toscana sia in quella del Monte Serra/S. Maria del Giudice.

Cave in Calcari a *Rhaeticavicula contorta* (**RET**) si trovano ad Avane, Caprona, Uliveto Terme e San Giovanni alla Vena; fra queste, la cava presso Avane è stata successivamente utilizzata come discarica per inerti, fino al suo colmamento. A Caprona le bancate calcaree sono caratterizzate da una resistenza alla compressione uniassiale di circa 80 MPa, che scende a circa 40 MPa negli intervalli marnosi; la varietà "portoro" raggiunge la resistenza di circa 100 MPa (SANTINI, 2004).

Le più grandi cave nel Calcare massiccio (**MAS**), con estensione superiore a 10 ettari, si trovano presso Vecchiano, Caprona e Uliveto Terme. La roccia, con struttura massiva o grossolanamente stratificata e in genere poco fratturata, si mostra di buona qualità; nella zona di Caprona la resistenza alla compressione uniassiale si attesta intorno a 80 MPa (SANTINI, 2004).

I Marmi dei Monti Pisani (Calcari ceroidi *Auctt.*, **CCE**) erano estratti su entrambi i versanti dei Monti Pisani: dal lato pisano, dove venivano cavati nelle zone di San Giuliano Terme e di Uliveto Terme, alcune cave superano l'estensione di 10 ettari, mentre sul versante di Lucca le cave, meno ampie, si trovano presso S. Maria del Giudice, ai piedi del M. Moriglioni di Penna. Proprio all'area del versante sud del M. Castellare presso San Giuliano Terme e a quella di S. Maria del Giudice è riferita la provenienza della pietra ampiamente utilizzata nell'architettura religiosa medioevale delle città di Lucca e Pisa, nota anche come "Marmo di San Giuliano" o "Marmo del Monte Pisano" (FRANZINI & LEZZERINI, 2003).

I Metacalcari con selce (**CLF**) ospitano diverse cave di ragguardevoli dimensioni, anche maggiori di 10 ettari, nei dintorni di San Giuliano Terme, dove un'intensa attività estrattiva era già documentata nei primi decenni del secolo scorso. Analizzando la roccia affiorante nella cava a nord-est dell'abitato, BRAVI (2008) ha trovato un valore di resistenza a compressione uniassiale intorno a 130 MPa.

In passato sono state attive anche piccole cave nelle Quarziti di Monte Serra (**QMS**) e nelle Breccie di Caprona (**BDC**) in prossimità di Agnano (Breccie di Agnano *Auctt.*); da alcune di esse proveniva parte del materiale utilizzato per l'edilizia medioevale di Lucca e di Pisa (FRANZINI *et alii*, 2001; FRANZINI & LEZZERINI, 2002).

L'impatto paesaggistico delle cave in roccia è in molti casi piuttosto marcato, come si può verificare nelle zone di San Giuliano Terme e Uliveto Terme e in generale in molte aree del Lungomonte Pisano da Vecchiano a San Giovanni alla Vena, oppure percorrendo la SS 12 bis da Pisa verso Lucca. Particolarmente vistose le cave presso San Giuliano Terme, come quella sotto il M. Castellare, sovrastata

dalla così detta “Villa del Polacco”, appartenuta al naturalista e intellettuale Sigismondo de Bosniascky (1837-1921) e ormai ridotta a un rudere.

Spettacolari anche le cave della zona di Caprona, fra cui quella sovrastata dalla caratteristica torre degli Upezzinghi, ottocentesca copia di quella celebrata da Dante Alighieri nel XXI canto dell’Inferno; attualmente la torre è minacciata dall’instabilità della rupe calcarea, aggredita dalle frane di crollo avvenute anche negli ultimi anni (Fig. 72).



Fig. 72- La torre di Caprona, minacciata dalle frane, si affaccia sui vecchi fronti di cava.

Le grandi cave presso Vecchiano, nella zona del Santuario di S. Maria in Castello, hanno ancor meglio esposto il sistema di faglie che diseca il M. Spazzavento (Fig. 73) e messo in luce la presenza di depositi plio-quadernari entro cavità carsiche, segnalata da D’AMATO AVANZI & NARDI (1993). Secondo la sintesi evolutiva proposta da questi Autori, l’area dei Monti d’Oltre Serchio è stata interessata, dal Pliocene medio in poi, da un sollevamento relativo di circa 170 metri; ad esso si è associata un’attività distensiva, la cui più recente espressione in superficie è rappresentata dalle faglie citate. In altri casi l’attività estrattiva ha messo in luce



Fig. 73 - Il sistema di faglie del M. Spazzavento, esposto dalle cave presso Vecchiano.

cavità di origine carsica, come la grotta Vavavuma, con sviluppo di oltre 350 m, intercettata dall'escavazione nei Marmi dei Monti Pisani (CCE) a Uliveto Terme (BUSCEMI *et alii*, 2004; MARCHI, 2006).

Fronti di cava così acclivi rendono piuttosto difficile il recupero paesaggistico e ambientale delle aree sfruttate, che nella maggior parte dei casi è rimasto inattuato o si è limitato a parziale gradonamento con messa a dimora di specie arboree. Fa eccezione la cava a nord-est di San Giuliano Terme, ora nota anche come “cava dell'anfiteatro”, recuperata come parco pubblico e utilizzata anche nell'ambito di manifestazioni culturali e attività didattiche nelle scienze della terra. In questo caso il recupero ha comportato il disaggancio e la messa in sicurezza dei fronti di scavo, la realizzazione di un anfiteatro e il restauro degli edifici e delle zone di accesso, portando a un complesso di valore paesaggistico oltre che sociale.

2. - LE CAVE NELLE FORMAZIONI SCIOLTE

L'estrazione di materiali sciolti era impostata in prevalenza nei depositi alluvionali attuali o delle pianure dei fiumi Serchio e Arno; la coltivazione avveniva con scavi a cielo aperto, in fossa, con profondità da qualche metro a oltre 10 m ed estensione che in qualche caso superava i 10 ettari. Il materiale estratto comprendeva soprattutto argille e sabbie; gli usi andavano dagli inerti agli impieghi industriali.

La vicinanza con i corsi d'acqua e comunque la presenza di falde freatiche sub-superficiali ha fatto sì che gli scavi fossero in parte o totalmente allagati. Cessata l'attività estrattiva, alcuni scavi sono stati colmati con materiali inerti, mentre la maggior parte ospita laghetti di varia estensione, che costellano le aree di pianura e a volte sono caratterizzati da un'estensione notevole, come ad esempio lungo l'Arno presso Campo o a E di Ponsacco lungo l'Era. Alcuni di questi laghetti sono attualmente utilizzati a scopo ludico-ricreativo (pesca sportiva, parchi, ecc.).

PROGETTO

CARG

XIII - FENOMENI CARSIICI

Le formazioni carbonatiche che circondano i Monti Pisani e costituiscono i Monti d'Oltre Serchio presentano diffusi fenomeni carsici superficiali ed ipogei. Molte grotte presenti nel Foglio sono censite nel Catasto Speleologico della Regione Toscana e altre sono state localizzate e censite dalle Amministrazioni Comunali di San Giuliano Terme, Vecchiano, Calci e Vicopisano.

I Monti Pisani si distinguono dai Monti d'Oltre Serchio per uno sviluppo maggiore di fenomeni ipogei rispetto a quelli epigei, rappresentati questi ultimi da solchi di dissoluzione e vaschette di corrosione, mentre le doline sono più concentrate nel versante lucchese. Il rilevamento sul terreno e la fotointerpretazione dei sistemi di frattura ha permesso un confronto con i sistemi ipogei al fine di stabilirne una possibile correlazione (MARIOTTI, 2000; PECCIANI, 2000).

Vecchiano

I lineamenti osservati in quest'area evidenziano due direzioni di sviluppo principali corrispondenti indicativamente a N060 e a N120, mentre le trincee hanno direzioni principali attorno a N120 e a N140.

Cavità ed inghiottitoi presenti nell'area sono allineati secondo la direzione nord-ovest/sud-est, la stessa delle fratture e delle faglie della tettonica distensiva. Anche le tre doline maggiori sono allineate in questa direzione, come la maggior

parte delle trincee, anch'esse legate a sistemi di faglie distensive, come è visibile nella parte di cava del M. Spazzavento.

Tutto il rilievo calcareo è interessato da fenomeni carsici: i più evidenti sono rappresentati da doline di forma subcircolare con accumuli di terra rossa, da inghiottitoi e da "grotte". Le doline e le cavità sono generalmente impostate in corrispondenza di faglie e fratture, allineate secondo direzioni preferenziali nord-ovest/sud-est (FEDERICI & MAZZANTI, 1988). Le tre maggiori doline della zona risultano allineate in direzione nord-ovest/sud-est.

Le maggiori evidenze di scannellature, solchi di corrosione e fessurazioni sono state riscontrate sulle pendici del M. Spazzavento, sul versante occidentale a quota 20 m (loc. Conca), sulla sella di Le Grepole, fino al castello. I fronti di taglio di molte cave della zona hanno messo in luce molteplici cavità intercettate nel corso dell'attività estrattiva.

Esiste una notevole concentrazione di sistemi ipogei, come le ventaiole, alcune con caratteristiche di inghiottitoio, nella parte meridionale del M. Spazzavento, presumibilmente comunicanti tra loro, come dimostrerebbe la pressoché uniforme circolazione d'aria e omogeneità delle temperature interne (MARGOTTI, 2000; PECCANTI, 2000).

Una caratteristica comune di tutte le cavità esplorate dal Gruppo Speleologico del CAI è la scarsissima circolazione d'acqua che ha consentito la formazione limitata di concrezioni (MARGOTTI, 2000; PECCANTI, 2000). Esse presentano più che altro forme di colata lungo le pareti e raramente stalattiti. Ciò è facilmente spiegabile con la relativa velocità con cui l'acqua superficiale attraversa la roccia intensamente fratturata.

San Giuliano Terme

Nell'area di San Giuliano Terme, sono presenti due sistemi di lineamenti tettonici, di cui una con andamento nord-nord-ovest/sud-sud-est ed una con andamento nord-est/sud-ovest. Alcune emergenze speleologiche sembrano svilupparsi in corrispondenza di alcuni lineamenti; in alcune zone risultano successive ad episodi di collasso determinate dalla intersezione di diverse fratture nell'area, mentre a sud del territorio, tra Asciano e Agnano, lungo la strada provinciale si hanno emergenze in corrispondenza di fratture principalmente distensive.

In alcuni casi alcune emergenze sono localizzate in coincidenza di fratture con andamento est-ovest (M. S. Giuliano).

La maggior parte delle imboccature di grotte si aprono in corrispondenza del Calcare massiccio (MAS) e nei calcari e dolomie triassiche, come avviene, ad esempio, nei Grezzoni (GRE) a sud-est di Asciano e a sud-ovest di Agnano. Tra i due paesi, il carsismo assume una notevole intensità, come testimoniato dalla fa-

mosa grotta denominata “Buca delle fate” sulle pendici meridionali del M. Castellare, ma anche sul resto del gruppo dei Monti di San Giuliano Terme, caratterizzati da cime arrotondate e pendici nude. Tipica dell’area è l’assenza di idrogeologia superficiale, poiché la fratturazione delle rocce, favorisce l’assorbimento delle acque meteoriche, determinando una circolazione idrica sotterranea. Gran parte delle grotte presenti nel territorio si sono generate a seguito degli intensi fenomeni tettonici legati alla storia tardiva della orogenesi appenninica, associati all’azione delle acque meteoriche che ha ampliato le cavità presenti.

L’omogeneità del Calcere massiccio (MAS) favorisce la genesi di speleotemi epigei, che risultano più evidenti nelle zone prive o parzialmente coperte dalla vegetazione. Le maggiori evidenze di scannellature, solchi di erosione e fessurazioni sono state riscontrate sulle pendici del M. di San Giuliano.

Le manifestazioni ipogee sono costituite da cavità che si originano da discontinuità tettoniche o stratigrafiche (faglie e giunti di stratificazione) e dalla coalescenza di microfessure nel calcere. Tali cavità sono costituite da cunicoli che, nella fase di carsismo fossile, sono caratterizzati dalla presenza di crostoni e scarse formazioni stalattitiche.

Calci - S. Giovanni alla Vena

Le fratture principali riscontrate nell’area che va da Calci a San Giovanni alla Vena, si sviluppano per lo più nella fascia compresa tra Caprona ed i Monti Bianchi, con direzione principale nord-ovest/sud-est e nord-nord-ovest/sud-sud-est. A queste segue un sistema secondario, con andamento circa nord-sud, ed altri sistemi minori con direzioni perpendicolari alle precedenti. Cavità ed inghiottitoi presenti nell’area sono allineati secondo la direzione nord-ovest/sud-est. Nei pressi di Caprona è presente una trincea con direzione nord-nord-ovest/sud-sud-est che potrebbe proseguire sotto la coltre alluvionale della pianura, con prolungamento sino alla zona sopra i Monti della Gabella di Calci. Questo potrebbe aver favorito la formazione di inghiottitoi, localizzati ad esempio sul fondo del Torrente Zambra (MARIOTTI, 2000; PECCANTI, 2000).

Gli affioramenti calcarei nel territorio di Calci sono limitati a piccole aree a nord-ovest della località La Gabella, al confine con Agnano, nel Comune di San Giuliano Terme, e nel settore sud-ovest/sud-est rispetto alla località Crespignano, al confine con il Comune di Vicopisano.

Gli affioramenti di litotipi carbonatici del Comune di Vicopisano, invece, presentano un andamento piuttosto articolato, che costituisce una dorsale con allineamento nord-ovest/sud-est che da Caprona arriva sino a Lugnano, attraverso i Monti di Uliveto Terme ed i Monti Bianchi. Dagli affioramenti calcarei della dorsale si giunge ai sedimenti alluvionali del fondovalle (presso Uliveto Terme e la Valle di

Noce). Gli affioramenti della dorsale sono caratterizzati da sistemi molto diffusi ed articolati di cavità carsiche che determinano assenza di circolazione idrica superficiale e una quasi totale infiltrazione di acqua meteorica nel sottosuolo con alimentazione di una circolazione ipogea carsica.

Tra le principali emergenze carsiche sono da annoverarsi una serie di grotte, parzialmente censite, che si rinvergono lungo tutta la dorsale carbonatica. Alcune grotte costituiscono inghiottitoi molto importanti, tra cui quelli presso la Polveriera di Uliveto e la Buca di Campino (Noce). In particolare, in quest'ultima, avviene l'assorbimento delle acque piovane della Valle di Noce; successivamente, attraverso di essa, le acque meteoriche, mediante piccole fessure, passano nel bacino sotterraneo esistente tra l'Arno e le pendici dei Monti Bianchi.

Le maggiori emergenze di speleotemi epigei, invece, sono state riscontrate sulle pendici del M. Bianco (tra Caprona ed Uliveto Terme) e lungo tutta la fascia dei Monti Bianchi tra Uliveto e Noce, nonché sul M. Castellare sopra S. Giovanni alla Vena.

Due doline sono state rinvenute sopra Caprona nel pianoro vicino alla Torre degli Upezzinghi (dimensioni di 8-10 m per 5-6 m), allineate secondo la direzione nord-nord-ovest/sud-sud-est. Poco più a sud delle doline, un vasto pianoro (di forma ellissoidica e dimensioni circa 160 m per 95 m) è interessato dalla presenza di suoli rossi, attualmente coltivati. La morfologia di tale area, perimetrata da affioramenti calcarei e margini convergenti verso il centro, farebbe pensare ad una grande dolina o comunque ad una morfologia legata al carsismo.

Sono state riconosciute altre due doline sul M. Castellare, una ad est della Chiesa (dimensioni 15 m per 15 m) ed un'altra più a valle (5 m per 1 m). Più a nord nella sella alla base dello stesso monte, sono presenti piccole doline di crollo con dimensioni di circa 2 m per 7 m e di 10 m per 5 m (MARIOTTI, 2000; PECCIANTI, 2000).

Molte manifestazioni ipogee, come le grotte, si sono formate in corrispondenza di aree di collasso tettonico che hanno determinato crolli di ampie porzioni di pareti degli affioramenti. Una buona parte di grotte si ritrovano ai piedi dei Monti Bianchi di Uliveto Terme e del M Bianco ad est della valle del Torrente Noce e sono caratterizzate generalmente da rocce erose e corrose (MARIOTTI, 2000; PECCIANTI, 2000).

XIV - LINEAMENTI DI IDROGEOLOGIA

Per spiegare i rapporti di circolazione tra i sistemi acquiferi della Pianura di Pisa e dei Monti Pisani è importante analizzare le unità litostratigrafiche in funzione delle caratteristiche litologiche, del grado di alterazione e fratturazione, da cui derivano le caratteristiche di permeabilità.

BALDACCI *et alii* (1994) hanno distinto due complessi idrogeologici principali: il Complesso acquifero della pianura di Pisa, comprendente, oltre ai depositi affioranti, quelli del sottosuolo (Acquifero multistrato confinato: Amc) e il Complesso delle strutture idrogeologiche incassanti, appartenenti al rilievo montuoso, che possono essere in collegamento idraulico con l'Amc, sia direttamente sia tramite gli apparati alluvionali intrapedemontani. All'interno del sistema acquifero le falde dell'Amc sono alimentate sia dalle strutture idrogeologiche incassanti (attraverso ricariche laterali e profonde), sia attraverso il Complesso acquifero della Pianura di Pisa. Nell'ultimo caso la ricarica si effettua oltre che per infiltrazione diretta delle acque meteoriche, anche dai corsi d'acqua e dalle loro falde di subalveo (BALDACCI *et alii*, 1994).

Secondo BALDACCI *et alii* (1994) l'Amc ha una copertura superficiale, quindi dall'alto verso il basso abbiamo:

- un orizzonte superficiale costituito da terreni a permeabilità variabile da bassa fino a nulla, con presenza di corpi lentiformi e discontinui, a permeabilità maggiore dei terreni circostanti. Le falde qui contenute sono alimenta-

te da precipitazioni e si ha uno scambio idrico con la rete idrica minore, seppur con un lento movimento dell'acqua. Nella pianura la falda superficiale si trova a profondità di qualche metro, per arrivare in affioramento nelle depressioni (coincidenti con terreni a bassa permeabilità) e creare specchi d'acqua;

- un acquifero prevalentemente sabbioso, che si estende in gran parte della pianura intorno a Pisa, indicato come “Primo Acquifero artesiano in sabbie”, nel quale si trova la “Prima Falda Artesiana” (DINI, 1976). In corrispondenza del margine nord-orientale della pianura i livelli acquiferi sabbiosi sono collegati con i coni detritico-alluvionali, situati alla base dei Monti Pisani;
- un acquifero costituito prevalentemente da depositi ghiaiosi (Conglomerato dell'Arno e del Serchio da Bientina; SEGRE, 1955) che si sviluppa dalla fascia meridionale dei Monti Pisani per gran parte della pianura con spessori che si aggirano mediamente intorno ai 10 m, talvolta in più livelli sovrapposti. La superficie del tetto delle ghiaie non sembra corrispondere ad un unico corpo acquifero, ma all'involuppo di numerosi livelli ghiaiosi più o meno continui, in parte sovrapposti e sfalsati sia in senso orizzontale che verticale (BALDACCI *et alii*, 1994). Questo è stato confermato dai dati di sottosuolo ottenuti nella realizzazione del Foglio Pisa, che indicano che il livello di ghiaie comprende livelli di età diversa e di diversa posizione stratigrafica (v. Capitolo VIII, Geologia del sottosuolo).

Sono stati proposti diversi schemi di circolazione sotterranea che collegano il Complesso acquifero della pianura di Pisa con le strutture idrogeologiche incassanti (RAU & TONGIORGI, 1974; GRASSI *et alii*, 1992, 1994; BALDACCI *et alii*, 1994; BALDACCI, 1999). Gli schemi di alimentazione verranno illustrati per le aree dei Monti d'Oltre Serchio e Monti Pisani, con particolare riguardo all'area di S. Giuliano Terme sulla quale è disponibile un maggior numero di informazioni derivante anche dalla presenza di acque termali e sorgenti di acqua calda.

1. - MONTI D'OLTRE SERCHIO

Gli acquiferi sono situati nel complesso di rocce prevalentemente carbonatiche, con elevato grado di permeabilità, interamente circondata dai depositi alluvionali della pianura che, funzionando da parziale sbarramento, danno origine a sorgenti che drenano la rete acquifera dal complesso carbonatico. Le suddette sorgenti vengono alimentate, oltre che dall'infiltrazione del rilievo montuoso anche dall'alveo del Serchio e dalla sua falda confinata di subalveo (valle di Ripafratta).

La porzione centrale del rilievo è costituita da un insieme di acquiferi carbonatici con giacitura sub-verticale, separati da due livelli relativamente impermeabili

che guidano la circolazione sotterranea in direzione meridiana.

2. - MONTI PISANI

Lungo il versante sud-occidentale dei Monti Pisani si ha un'alternanza di rocce semipermeabili o impermeabili con rocce carbonatiche, che in taluni casi costituiscono acquiferi "pensili", che poggiano su un substrato impermeabile che affiora lungo tutto il loro perimetro. I filetti liquidi delle falde si muovono al di sopra del livello di sfioro, con la possibilità di una scarica totale del serbatoio in mancanza di una adeguata ricarica stagionale. Il loro contributo alla ricarica delle falde artesiane della pianura e dei circuiti idrotermali è irrilevante rispetto a quello dei Monti d'Oltre Serchio. In alcuni casi le rocce carbonatiche della fascia pedemontana sono in collegamento idraulico con gli acquiferi confinanti della pianura e funzionano da aree di alimentazione e ospitano, nel sottosuolo, la rete acquifera idrotermale. Nella fascia compresa tra S. Giuliano Terme fino alla terminazione sud-orientale del versante sono presenti numerosi apparati alluvionali pedemontani, rappresentati da conoidi di deiezione abbastanza piatti, spesso coalescenti nel sottosuolo fino a formare una fascia continua di depositi grossolani. Tali acquiferi hanno permeabilità elevata e sono aree di ricarica superficiale (la falda è a pelo libero) per infiltrazione diretta (acque meteoriche) e indiretta attraverso gli alvei e le falde di subalveo dei corsi d'acqua, alimentate dalle strutture idrogeologiche incassanti (BALDACCI *et alii*, 1994).

2.1. - SISTEMA IDROGEOLOGICO DI S. GIULIANO TERME

Le formazioni carbonatiche affioranti nei dintorni di S. Giuliano Terme sono interessate da una intensa fratturazione che, associata a fenomeni di dissoluzione carsica, conferisce un alto grado di permeabilità in contrasto con la bassa permeabilità delle successioni filladico-quarzitiche e marnoso-arenacee. Le fratture e le faglie dirette con direzione sub-parallela al margine del rilievo giocano un ruolo importante nello sviluppo della circolazione idrica, costituendo percorsi a minore resistenza idraulica (GRASSI *et alii*, 1992).

Le formazioni carbonatiche dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice e di quella della Falda Toscana sono separate da formazioni molto meno permeabili e dovrebbero, quindi, costituire degli acquiferi separati. I marmi dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice (es. Marmi dei Monti Pisani, CCE) raggiungono le quote più basse nel paese di S. Giuliano Terme, dove si immergono al di sotto dei sedimenti della pianura che risultano nel complesso poco permeabili (GRASSI *et alii*,

1992).

GRASSI *et alii* (1992) suddividono le sorgenti nell'area di S. Giuliano in tre gruppi, in relazione alla loro posizione rispetto al paese di S. Giuliano Terme:

- Sorgenti di nord-ovest. Nella sorgente di Caldaccoli, poco a nord di S. Giuliano Terme, le acque fuoriescono da una grande fessura beante, con direzione parallela a quella delle maggiori faglie dirette, ad una temperatura di circa 20°C. Nella sorgente denominata Mulino, l'acqua fuoriesce ad una temperatura di 22°C e defluisce lungo un fossato che costeggia le rovine di un antico acquedotto romano.

- Sorgenti di paese. La sorgente Lavatoio è costituita da una polla, situata a nord dell'abitato con acqua che fuoriesce ad una temperatura di 25°C. La sorgente più importante è quella delle terme, situate a ridosso del monte che sovrasta il paese. GRASSI *et alii* (1992) attribuiscono alle sorgenti di Levante almeno tre scaturigini, con temperature comprese fra 38° e 40°C; quella di Ponente, invece, ha una temperatura media intorno ai 37°C.

- Sorgenti di sud-est: si tratta di tre sorgenti. La Sorgente della cava è una polla situata nei pressi di cava Roncucci, le cui acque defluiscono a 23°C lungo una canaletta per poi disperdersi nei fossati della pianura. A 250 m verso sud è situata la sorgente, denominata il "Bagnetto dei poveri", con temperature delle acque nella vasche di circa 24°C. A poco meno di una decina di metri da questo esiste un pozzo (Sprofondo) che ha una temperatura media di 28°C.

La temperatura dell'acqua all'emergenza aumenta all'aumentare della salinità totale, mentre il contenuto in tritio, che deriva dalle acque meteoriche, è inversamente proporzionale alla quantità di sali disciolti. Maggiori sono i tempi di residenza nell'acquifero e l'interazione acqua-roccia maggiore sarà la temperatura dei fluidi (GRASSI *et alii*, 1992).

Le caratteristiche chimiche delle emergenze di S. Giuliano Terme suggeriscono un miscelamento tra una componente termale più salina ricca in solfato ed una più diluita, bicarbonatica e con più alti contenuti in tritio. Secondo GRASSI *et alii* (1992), la componente più diluita aumenta procedendo dalle terme di S. Giuliano Terme verso le aree più periferiche e, tra queste, l'area meridionale appare più ricca di acqua termale rispetto a quella settentrionale.

GRASSI *et alii* (2004) hanno proposto un possibile modello di evoluzione per il sistema idrotermale di S. Giuliano Terme. Le formazioni carbonatiche del rilievo, intensamente fratturate e fagliate, permettono la circolazione profonda e il riscaldamento delle acque di infiltrazione. Tali acque risalgono, in parte, lungo le faglie dirette al bordo del rilievo. A causa della eterogeneità dei depositi neoautoctoni una parte del fluido si disperde lungo livelli clastici permeabili. Durante la risalita le acque si miscelano con acque a diversa salinità derivanti dalla infiltrazione meteorica, dando origine ad emergenze con caratteristiche fisiche, chimiche ed isotopiche diverse.

2.2. - SISTEMA IDROGEOLOGICO DI CALCI

Nel territorio di Calci sono presenti corsi d'acqua a regime torrentizio che contribuiscono all'alimentazione della falda alluvionale attraverso le conoidi, al cui interno si sviluppa una circolazione idrica che viene sbarrata dai depositi alluvionali dell'Arno, determinando la venuta a giorno di risorgenze.

Nella zona di Crespignano, le acque dello Zambra hanno un circuito ipogeo con condotte sotterranee originatesi dalla dissoluzione carsica delle rocce carbonatiche circostanti.

Nel territorio di Vicopisano, indagini idrologiche e idrochimiche sono state condotte sin dai tempi antichi per la presenza di sorgenti al piede degli affioramenti di rocce carbonatiche nei pressi di Uliveto Terme, sfruttate anche a scopo commerciale (RAU & TONGIORGI, 1974).

Altre sorgenti, che sgorgano direttamente dagli affioramenti rocciosi o immediatamente al loro piede, sono presenti sul versante sud-ovest dei Monti Pisani. A valle di Agnano, tra La Croce e Casa Bruno, è presente un sistema di sorgenti ferruginoso-solfato-carbonate. Le principali (con temperatura compresa tra i 21.5° e 25°C) si trovano ai piedi del Campaccio (Acqua di Agnano, San Francesco e Sorgente dei Bagnetti) (RAU & TONGIORGI, 1974). Lo schema proposto per la circolazione sotterranea delle acque nella zona in generale e, nei pressi di Uliveto Terme in particolare (RAU & TONGIORGI, 1974), è del tutto simile a quello proposto da GRASSI *et alii* (2004).

PROGETTO

CARG

XV - ABSTRACT

The Sheet 273 "Pisa", located in the north-western sector of the province of Pisa (northern Tuscany), contains most part of the Pisani Mounts massif where the metamorphic units of the Northern Apenninic belt crop out. The Pisani Mounts are surrounded by wide alluvial plain deposits connected to the Arno and Serchio rivers depositional systems, narrow Pleistocene continental and marine deposits and limited outcrops of Holocenian coastal dunes.

In the Pisani Mounts, located in the northern sector of the Sheet, a thick Triassic siliciclastic sequence deposited unconformably on the Variscan basement (Verrucano *s.l.*), constitutes most of the massif. Late Carboniferous successions crop out in the western sector of the massif whereas thick Mesozoic-tertiary silico-carbonatic formations crop out on the west side of the Guappero valley.

The tectonic evolution of the Pisani Mounts reflects the prolonged interaction between the continental margin of Adria plate and the Corsica-Sardinia microplate during the late Oligocene-Miocene. From east to west and from the bottom to the top, three tectonic-units can be described: the Monte Serra tectonic unit, the S. Maria del Giudice tectonic unit and the Tuscan Nappe. The Monte Serra and S. Maria del Giudice units (Massa units *s.l.*), that constitute the backbone of the massif, are usually correlated to the Massa Unit in the Apuan Alps and to the Monticiano-Roccastrada and Torre Cannelle units in southern Tuscany. All these units are representative of the same paleogeographic domain (Massa zone) located between

the Internal Tuscan Domain (Tuscan Nappe) on the west, and the External Tuscan Domain (Apuan Alps Unit) on the east.

The Monte Serra and S. Maria del Giudice units, divided by a nearly 2 km-thick SW-NE oriented tectonic slices (known as “Faeta’s tectonic slices”), are characterized by a thick Triassic silicoclastic sequence (Verrucano *s.l.*) deposited unconformably on Variscan and post-Variscan successions and by Jurassic-Paleocene successions with a dominant carbonatic composition. More in detail, the Monte Serra unit shows a Variscan basement (Filladi e quarziti di Buti, **BUT**), Late Carboniferous covers (Breccie di Asciano, **BSC**), thick Triassic silicoclastic succession (Verrucano *s.l.*: Formazione della Verruca, **VEU** and Quarziti del Monte Serra, **QMS**) and a thin, mainly carbonatic, Late Triassic up to early Cretaceous-Oligocene succession. The S. Maria del Giudice unit shows late-Carboniferous covers (Scisti di San Lorenzo, **LOR**, and Breccie di Asciano, **BSC**), the Verrucano *s.l.* and a thick Late Triassic-Lower Cretaceous carbonatic deposits. The top of the unit is represented by Oligo - Lower Miocenic silicoclastic turbidites. Both the tectonic units are affected by greenschist facies metamorphic conditions (quartz, muscovite \pm pirofillite \pm paragonite \pm chlorite \pm albite and K-feldspar).

The overlying Tuscan Nappe, crops out only on the western and southern margins of the massif, and it is represented by a Mesozoic succession deposited on a continental passive margin in progressive deepening. Since the Cretaceous, the Adria continental margin was affected by sporadic turbiditic deposits testifying the tectonic inversion related to the progressive closure of the Ligure-Piemontese ocean. Oligo - Lower Miocenic silicoclastic turbidites (Macigno, **MAC**) at the top of the unit testify the continental collision. The Tuscan Nappe is affected by very-low grade metamorphism (anchizone) with dynamic recrystallization of quartz, calcite \pm albite \pm illite \pm chlorite and opaque.

The three tectonic units are divided by thrusts with a top-to-NE sense of shear and recorded a polyphase deformation history with three main different deformation phases (D1, D2, D3) that show a systematic change in the structural elements orientations moving from east to west (CAROSI *et alii*, 1997). After the continental collision and the crustal thickening phase (D1 deformation phase), the tectonic units have been affected by a compressive deformation phase documented mainly at the cartographic scale (D2 deformation phase). The D2 structures were subsequently deformed and exhumed during an extensional tectonic regime active during the post-collisional stage (D3 deformation phase). Zircon and apatite fission tracks in samples from the Verrucano *s.l.* point to a rapid exhumation at nearly 6-7 Ma in the Pisani Mount in low-grade to very low grade metamorphic conditions.

The migration of the compressive front toward the foreland of the chain produced the instauration of the extensional regime responsible of the opening of the Tyrrhenian Sea during the Tortonian. As a consequence, the Apenninic chain has

been dismembered by the development of north-south trending horsts and grabens subsequently filled by Plio - Pleistocenic marine and intra-mountain deposits.

In this view, the portion of alluvial plain described here represents the inshore sector of the Viareggio basin, a north-northwest/south-south-east trending extensional basin delimited to the east by the Pisani and Oltre Serchio Mounts and Apuan Alps and to the west by the Meloria Maestra shoals.

Sediments are mainly represented by Holocene alluvial plain deposits related to recent dynamics of the Arno River. Extensionally limited Late Pliocene (?) - Pleistocene deposits formed by deltaic, littoral and marine (Formazione di Ponte alla Navetta, **NTA** and Sabbie di Nugola Vecchia, **NUG**) to continental (formazione delle Cerbaie, **BCE** and formazione di Casa Poggio ai Lecci *Auctt.*, **QPL**) depositional environments crop out in the eastern (Cerbaie hills) and south-eastern margins of the Sheet.

The upper 100 m of the subsurface Late Quaternary deposits in the Arno alluvial plain are marked by cyclic alternation of continental and marine sediments recorded two transgressive-regressive sequences (T-R). The lower parts of these T-R sequences constituted by marine deposits are related to the major transgressive pulsation that took place at the onset of the last interglacial cycles.

An incised-valley fill sequence constituted by Late Pleistocene to Holocene estuarine-lagoon to coastal plain deposits and corresponding to the upper T-R sequence, is well documented beneath the present Arno River valley. Diagnostic changes in vegetational patterns, driven by opposite climate conditions, evidence how vertical facies changes are strictly related to climate fluctuations.

PROGETTO
CARG

XVI - LEGEND

HOLOCENE DEPOSITS

Antropic deposits (h)

Filling deposits of variable grain size (h)

Holocene

Dumps (h₁)

Dumps for solid urban inerts

Holocene

Landslide deposits (a₁)

Chaotic deposits up by heterometric and heterogeneous blocks in silty clayey matrix, without evidence of recent movement.

Holocene

Slope deposits (a)

Angular and poorly sorted lithic blocks with sandy or silty-sandy matrix. Sometimes they show a roughly stratification.

Holocene

Swampy deposits (e₃)

Black organic-rich clays and silt -clays, peats and silts.

Holocene

Lacustrine deposits (e₂)

Grey-brown clays and silty-clays with occasional few centimeters thick sandy-silt layers.

Holocene

Aeolian deposits (d)

Medium to fine well sorted sands forming the beach-ridge system.

Holocene

Alluvial deposits (b)

Floodplain silts and clayey-silts.

Levees and crevasse splays silts and sands.

Overbank intra-valley and distal alluvial fan fine to medium sands deposits.

Overbank intra-valley and proximal alluvial fan poor-sorted gravels deposits with abundant sandy matrix.

Holocene

Alluvial terraced deposits (bn_a)

Poor sorted gravels passing upwards to pedogenetized fine to medium sands.

Massive sands, silty-sands and sandy-silts organized in thin fining upward sequences.

Holocene

PLEISTOCENE CONTINENTAL DEPOSITS

FORMAZIONE DI VICARELLO (QVC)

Yellow decarbonated silts, clayey-silts and sands. Fluvial environment. Thickness ~40 m.

Upper Pleistocene

Alluvial terraced deposits (bn_b)

Alluvial fan matrix and clast-supported poorly-sorted gravels showing latero-vertical relationships with pedogenetized fine to medium sands.

Middle Pleistocene

Debris deposits (a₃)

Non-cohesive heterometric deposits made up by angular fragments of rock, named “sassaie”.

Pleistocene

FORMAZIONE DI CASA POGGIO AI LECCI *Auctt. p.p.* (QPL)

Clast –supported polygenic conglomerate mainly fed by M. Pisani Units.

The Conglomerate shows an upward transition to yellow-mottled reddish fine sands and silts and massive grey-blue clays. Fluvial-braided depositional environment, which records transition from bed load to mixed bed load-suspension transport processes. Thickness ~15-20 m.

Middle Pleistocene p.p.

FORMAZIONE DELLE CERBAIE (BCE)

Chaotic and massive matrix-supported and poorly-sorted polygenic conglomerates. The matrix is constituted by red sands. Lenticular sandy or clayey silt layers are locally observed. They are interpreted as high-energy fluvial deposits. Thickness ~45m.

Middle Pleistocene p.p.

PLEISTOCENE DELTAIC, LITTORAL AND MARINE DEPOSITS**SABBIE DI NUGOLA VECCHIA (NUG):**

Yellow-ocher bioturbated fine to coarse sands showing a cross-stratification (paralic depositional environment). Silty clays and fine sands are occasionally observed in the lower portion of the formation while grey clayey silts characterize the upper part (marine sheltered depositional environment- bay). Thickness ~30-40m.

Lower Pleistocene p.p.

FORMAZIONE DI PONTE ALLA NAVETTA (NTA)

Clast-supported and well-sorted fluvial conglomerate. Upward a transition to delta plain sand, organized in fining upward sequences and organic-rich clays bearing freshwater and brackish fauna is observed. At Ponte alla Navetta marine silty sands crop out. Thickness ~70 m

Upper Pliocene ? - lower Pleistocene p.p.

TUSCAN DOMAIN

TUSCAN NAPPE

MACIGNO (MAC). Medium to coarse turbiditic sandstones made up by thick arenitic levels interbedded with thin pelitic layers. Turbidites and hemipelagites are related to in deep marine environment.

Maximum thickness ~40m

Upper Oligocene p.p. - lower Miocene p.p.

DIASPRI (DSD). Red, green and grey radiolarites in thin levels (5-10 cm) interbedded with millimetric laminae of red pelites or siliceous marls. Deep marine environment, below CCD. Maximum thickness ~25 m.

Upper Bajocian/lower Bathonian - upper Tortonian p.p.

CALCARE SELCIFERO DELLA VAL DI LIMA (SVL). Dark grey calcilutites and calcarenites levels containing dark cherty nodules. In the upper portion thin levels of grey marls are interbedded with bad-sorted ruditic lenses. Turbidites in deep marine environment close to CCD. Thickness ~ 200m

Upper Bajocian/lower Bathonian - upper Tortonian p.p.

CALCARI E MARNE A POSIDONIA (POD). Light grey, light brown and greenish marls interbedded with grey to white marly limestone sometimes containing pelagic bivalves (*Posidonomya alpina*). Locally normal graded bedding is present. Deep marine environment, pelagic slope.

Maximum thickness ~ 150m.

Lower Toarcian p.p. - lower Bajocian.

CALCARE SELCIFERO DI LIMANO (LIM). Limestones and marly limestones from grey to light brown interbedded with brown silty shales. Cherty limestone layers are frequently present. Slope -pelagic environments. Thickness ~100 m

Upper Pleinsbachian p.p. - lower Toarcian p.p.

ROSSO AMMONITICO (RSA). Pinkish massive limestones bearing bioclasts of crinoid fragments in the lower part. In the upper portion dark red, subordinately light brown, limestones and marly limestones common bearing abundant ammonite fragments and nodules. Pelagic environment, lower slope.

Thickness ~20m.

Lower Sinemurian p.p. - upper Pleinsbachian p.p.

CALCARE MASSICCIO (MAS). Light grey, white and pink limestones, roughly stratified and locally fossiliferous. Carbonatic platform.

Maximum thickness ~200 m.

Hettangian - lower Sinemurian p.p.

CALCARI A RHAETAVICULA CONTORTA (RET). Dark grey or black limestone and marly limestone interbedded with centimetric dark marly layers. Anoxic coastal lagoon. Maximum thickness ~120 m.

Rhaetian

CALCARE CAVERNOSO (CCA). Monogenic breccias with centimetric clasts constituted by dark grey dolomite and dolomitic limestone often showing vacuolar texture due to both diagenetic and tectonic processes. Maximum thickness ~200 m.

Norian p.p. – lower Rhaetian

TECTONIC BRECCIAS INTERPOSED BETWEEN THE TUSCAN NAPPE AND MONTE SERRA AND S. MARIA DEL GIUDICE TECTONIC UNITS

BRECCE DI CAPRONA (BDC). Polygenic tectonic breccias made of clasts derived from Tuscan Nappe, Santa Maria del Giudice and Monte Serra tectonic units. Development of speleothemes and laminites testify reworking processes of the breccias in carsic environment. Locally breccias are deformed by recent faults with development of younger breccias and cataclasites.

Maximum thickness 50-60m.

Lower-middle Miocene

SANTA MARIA DEL GIUDICE TECTONIC UNIT

PSEUDOMACIGNO (PSM). Medium-coarse meta-sandstone in thick levels showing normal graded bedding and faintly erosional bottom. The bottom of each sequence is characterized by thin dark-grey quartzitic phillitic levels. Turbidites and hemipelagites deposited in deep marine foredeep environment.

Maximum thickness ~100m.

Chattian p.p. - Aquitanian p.p.

SCISTI SERICITICI (SSR). Muscovitic phyllites from greenish to purple red or grey coloured. Rare thin carbonatic phillitic levels, chloritic marbles and red metaradiolarites. Towards the bottom carbonates are predominant. Pelagic marine

environment close to CCD boundary.

Maximum thickness ~300m.

?*Aptian* p.p. - ?*Chattian* p.p.

CIPOLLINO (SSR₁). Greenish and purple-red calcschist, chloritic marble and grey metacalcarenites with macroforaminifers. Maximum thickness ~50m.

Turonian - *Maastrichtian*.

METARADIOLARITI (MDT). Centimetric to decimetric levels of red, green or white meta-radiolarites interbedded with thin meta-pelitic levels

Deep marine environment below CCD. Maximum thickness ~200m.

Bathonian p.p. - *upper Tithonian* p.p.

METACALCARI AD ENTROCHI (ENT). Marble and grey meta-calcarenites, coarsely graded, with abundant crinoids. Rare dark grey cherty nodules and lenses of polygenic meta-calcirudite. Pelagic, slope environment.

Maximum thickness ~150m.

Bathonian p.p. - *upper Tithonian* p.p.

CALCESCISTI (APU). Centimetric levels of brown metapelites interbedded with grey, light-brown meta-calcarenites. A calcareous meta-breccias level is present at the top (thickness 15 m). Pelagic environment with sporadic occurrence of depositional. Maximum thickness ~200m.

Toarcian p.p. - *Bathonian* p.p.

METACALCARI CON SELCE (CLF). Grey to brown meta-calcilutites levels (20-40 cm) interbedded with brown or greenish meta-pelites. Abundant light cherty nodules. In the upper part sporadic levels or lenses of meta-calcarenites.

Pelagic environment close to CCD. Thickness ~300m.

Pleinsbachian p.p. - *Toarcian* p.p.

MARMI DEI MONTI PISANI (CALCARI CEROIDI Auctt.) (CCE). Irregularly stratified white, grey to yellowish or light pink marbles. Locally marble are well-laminated. In the lower and upper portions thin discontinuous detritic levels. Carbonate platform environment. Maximum thickness ~400m.

Hettangian - *lower Pleinsbachian*

GREZZONI (GRE). Grey, subordinately pink, recrystallized dolomitic thick layers, delimited by corrugated dissolution surfaces. Frequent centimetric levels of light grey oolitic meta-limestone. Carbonate platform environment.

Maximum thickness ~120m.

Norian - Rhaetian

QUARZITI DEL MONTE SERRA

The formation has been subdivided into four members. Transitional depositional environment from continental (middle Triassic) to lagoon and marine (upper Triassic). Maximum thickness ~400 m.

Carnian p.p.

MEMBRO DELLE QUARZITI VIOLA ZONATE (QMS₄). Very fine grained quartzites and phyllites with abundant ematite. To the top rare lenses of sandy meta-conglomerates with erosional bases. Deltaic alluvial fan. Maximum thickness ~70 m.

Upper Carnian p.p.

MEMBRO DELLE QUARZITI BIANCO ROSA (QMS₃). Fining upward sequences made by grey-pink quartzitic meta-sandstones with planar massive bedding (10 cm - 1 m) and grey-green phyllites (max 3 cm) with ripples increasing toward the top. Locally layers and lenses of microconglomerates. Shallow water in a continental platform environment.

Maximum thickness ~270 m.

Carnian p.p.

MEMBRO DELLE QUARZITI VERDI (QMS₂). Fining upward sequences made by grey-greenish quartzitic meta-sandstones with medium to thick levels showing crossed bedding interbedded with green phyllites with crossed bedding. Coastal beach environment. Maximum thickness ~30 m.

Carnian p.p.

MEMBRO DEGLI SCISTI VERDI (QMS₁). Fining upward sequences with erosional bases (max 20 cm) constituted by light micaceous quartzitic meta-sandstones and green quartzitic phyllites with undulated and lenticular bedding. Sometimes phyllites are predominant with undulated and lenticular bedding. Tidal plain environment. Maximum thickness ~30 m.

Lower Carnian p.p.

FORMAZIONE DELLA VERRUCA

The formation has been subdivided into three members basing on lithological characteristics. River floodplain environment.

Maximum thickness ~390 m.

Ladinian - lower Carnian p.p.

MEMBRO DELLE ANAGENITI MINUTE (VEU₃). Fining-upwards mega sequences with faintly erosional bases constituted by lenticular bodies of white (light) quartzites, whitish quartzitic meta-conglomerates, phyllites and quartzitic phyllites from light to deep purple. Well developed cross bedding from tabular to concave and cuneiform. Fluvial channel and river floodplain environments. Maximum thickness ~250 m.

Lower Carnian p.p.

MEMBRO DEGLI SCISTI VIOLETTI (VEU₂). Purple quartzitic phyllites, interbedded with purple and white quartzites, subordinatly grey or light green, and with purple phylladic quartzites becoming predominant toward the top. Fluvial meanders and floodplain environments.

Maximum thickness ~70 m.

Ladinian

MEMBRO DELLE ANAGENITI GROSSOLANE (VEU₁). Poorly sorted polygenic meta-conglomerates and coarse meta-arenites. Laying unconformably over paleozoic sediments, they testify the beginning of alpine orogenic cycle. In the basal part deposits are in massive layers with highly erosional bases, in the upper portion thickness of the strata decreases and bedding is well developed. Braided river depositional environment. Maximum thickness ~70 m.

Ladinian

BRECCE DI ASCIANO (BSC). Detritic deposits with quartz pebbles from angular to rounded, phyllites and sericitic quartzites with albite mainly derived from Scisti e Quarziti di Buti Formation with a sericitic-chloritic matrix with hematite. Immature, very poorly sorted deposits, laying unconformably over the underlying Scisti di San Lorenzo. Continental slope environment. Maximum thickness ~250m.

Permian

SCISTI DI SAN LORENZO (LOR). Deposits organized in rhythmic sequences characterized by metric layers. They are constituted from bottom to top by thin graphitic levels, dark graphitic phyllites with abundant vegetables and thick levels of quartzitic micaceous meta-sandstones from medium to fine grained and /or quartzitic meta-conglomerates with faintly cross bedding and rare lamellibranch mollusc. Continental environment. In the basal portion: transitional marine environment between coastal plain and bacinal setting. Maximum thickness ~200 m.

Upper Carboniferous - lower Permian

MONTE SERRA TECTONIC UNIT

SCISTI SERICITICI (SSR). Muscovitic phyllites from greenish to purple red or grey coloured. Rare thin carbonatic phyllitic levels, chloritic marbles and red metaradiolarites. Towards the bottom carbonates are predominant. Bathyal plain environment close to CCD boundary.

Maximum thickness ~20m.

?*Aptian* p.p. - ?*Chattian* p.p.

METARADIOLARITI (MDT). Centimetric to decimetric levels of red, green or white meta-radiolarites interbedded with thin meta-pelitic levels.

Deep marine environment below CCD. Maximum thickness ~35m.

Bathonian p.p. - *upper Titonian* p.p.

METACALCARI CON SELCE (CLF). Centimetric to decimetric levels of red, green or white meta-radiolarites interbedded with thin meta-pelitic levels.

Deep marine environment below CCD. Maximum thickness ~75 m.

Pleinsbachian p.p. - *Toarcian* p.p.

MARMI DEI MONTI PISANI (CALCARI CEROIDI Auctt.) (CCE): Irregularly stratified white, grey to yellowish or light pink marbles, locally well-laminated. In the lower and upper portions thin discontinuous detritic levels. Carbonate platform depositional environment. Maximum thickness ~250 m.

Hettangian-lower Pleinsbachian

GREZZONI (GRE). Grey, subordinately pink, recrystallized dolomitic thick layers, delimited by corrugated dissolution surfaces. Frequent centimetric levels of light grey oolitic meta-limestone. Carbonate platform environment.

Maximum thickness ~120m.

Norian - Rhaetian

QUARZITI DEL MONTE SERRA

The formation has been subdivided into four members. Transitional environment from continental (middle Triassic) to lagoon up to marine (upper Triassic). Maximum thickness ~420 m.

Carnian p.p.

MEMBRO DELLE QUARZITI VIOLA ZONATE (QMS₄). Very fine grained quartzites and phyllites with abundant hematite. To the top rare lenses of sandish

meta-conglomerates with erosional bases. Deltaic alluvial fan. Maximum thickness ~80 m.

Upper Carnian p.p.

MEMBRO DELLE QUARZITI BIANCO ROSA (QMS₃). Fining upward sequence made by grey-pink quartzitic meta-sandstone with planar massive bedding (10 cm - 1 m) and grey-green phyllites (max 3 cm) with ripples increasing toward the top. Locally layers and lenses of microconglomerates. Shallow water continental platform environment. Maximum thickness ~180 m.

Carnian p.p.

MEMBRO DELLE QUARZITI VERDI (QMS₂). Fining upward sequence made by grey-greenish quartzitic meta-sandstone with medium to thick levels showing crossed bedding interbedded with green phyllites with crossed bedding. Marine beach environment.

Maximum thickness ~70 m.

Carnian p.p.

MEMBRO DEGLI SCISTI VERDI (QMS₁). Fining upward sequence with erosional base (max 20 cm) made by light micaceous quartzitic meta-sandstone and green quartzitic phyllites with undolouse bedding. Sometimes phyllites are predominant with undolouse and lenticular bedding. Tidal plain environment. Maximum thickness ~130 m.

Lower Carnian p.p.

FORMAZIONE DELLA VERRUCA

The formation has been subdivided into three members because of lithological differences. River floodplain environment. Maximum thickness ~635 m.

Ladinian - lower Carnian p.p.

MEMBRO DELLE ANAGENITI MINUTE (VEU₃). Fining upwards mega sequences with faible erosional bases constituted by lenticular bodies of white (light) quartzites, whitish quartzitic meta-conglomerates, phyllites and quartzitic phyllites from light to deep purple. Well developed cross bedding from tabular to curved and cuneiform. Fluvial channel and floodplain environments. Maximum thickness ~205 m.

Lower Carnian p.p.

MEMBRO DEGLI SCISTI VIOLETTI(VEU₂). Purple quartzitic phyllites, interbedded with purple and white quartzites, subordinatly grey or light green, and

with purple phylladic quartzites becoming predominant toward the top. Fluvial meanders floodplain environment.

Maximum thickness ~365 m.

Ladinian

MEMBRO DELLE ANAGENITI GROSSOLANE (VEU₁). Poorly sorted polygenic meta-conglomerates and coarse meta-arenites. Laying unconformably over paleozoic sediments, they testify the beginning of alpine orogenic cycle. In the basal part deposits are in massive layers with erosional bottoms, in the upper portion thickness of the strata decreases and bedding is well developed. Braided river environment or with meanders. Maximum thickness ~65 m.

Ladinian

BRECCE DI ASCIANO (BSC). Detritic deposits with quartz pebbles, phyllites and sericitic albitic quartzites, with a sericitic-chloritic matrix with hematite. Immature bad sorted deposits, laying unconformably over the underlying hercynian basament. Continental near steeply dipping slope environment. Maximum thickness ~50-80 m.

Permian

HERCYNIAN BASEMENT

FILLADI E QUARZITI DI BUTI (FILLADI E QUARZITI LISTATE DI BUTI *Auctt.*) (BUT). Medium to fine grained grey quartzitic metasandstone (with albite and rare carbonates) interbedded with grey-greenish or grey-purple phyllites and metasiltstone with hematite, grading locally to greenish chloritic-sericitic schists. Thickness ~150-200m.

Cambrian ? - Ordovician?

PROGETTO

CARG

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BALESTRIERI M. L., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLI C. (1990) - *Apatite fission track datings and the uplift of the Apuane Alps and surrounding regions (Northern Apennines, Italy)*. Abstract in Proceedings of the Seventh International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Canberra, Australia, Sept. 24-29.
- ABBATE E., BALESTRIERI M. L., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLI C. (1994) - *Fission-track datings and recent rapid denudation in Northern Apennines, Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 579-585.
- ABBATE E., FANNUCCI F., BENVENUTI M., BRUNI P., CIPRIANI N., FALORNI P., FAZZUOLI M., MORELLI D., PANDELI E., PAPINI M., SAGRI M., REALE V. & VANUCCHI P. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 248, La Spezia*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia: pp. 204.
- ACCONCI L. (1880) - *Di una caverna fossilifera scoperta a Cucigliana (Monti Pisani)*, **5**(1): 109-166.
- AGUZZI M., AMOROSI A. & SARTI G. (2005) - *Stratigraphic architecture of Late Quaternary deposits in the lower Arno Plain (Tuscany, Italy)*. Geol. Romana **38**: 1-10.
- AGUZZI M., AMOROSI A., CASTORINA F., RICCHI LUCCHI M., SARTI G. & VAIANI S. C. (2006) - *Stratigraphic architecture and aquifers systems in the Eastern Valdarno Basin, Tuscany*. Geoacta, **5**: 39-60.
- AGUZZI M., AMOROSI A., COLALONGO M. L., RICCHI LUCCHI M., ROSSI V., SARTI G. & VAIANI S. C. (2007) - *Late Quaternary climatic evolution of the Arno coastal plain (Western Tuscany, Italy) from subsurface data*. Sed. Geol., **202**: 211 - 229.
- ALBANI A. & SERANDREI BARBERO R. (1990) - *I Foraminiferi della Laguna e del Golfo di Venezia*. Mem. Sci. Geol., **42**: 271-341.
- ALDHAN A.A. & MORAD S. (1986) - *Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Sweden*. Am. J. Sci., **286**: 29-80.
- ALLEY R. B., MAROTZKE J., NORDHAUS, W. D., OVERPECK J. T., PETEET D. M., PIELKE JR. R. A., PIERREHUMBERT R. T., RHINES P. B., STOCKER T. S., TALLEY L. D. & WALLACE J. M. (2003) - *Abrupt climate change*. Science, **299**: 2005-2010.
- ALLEY R. B., MAYEWSKI P., SOWERS T., STUIVER M., TAYLOR K. & CLARK P. (1997) - *Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 yr ago*. Geology, **25**: 483-86.
- ALLEY, R.B. (2000) - *The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland*. Quaternary Science Reviews, **19**: 213-26.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**: 309-314.
- AMOROSI A. (2006) - *Reading late Quaternary stratigraphy from cores: a practical approach to facies interpretation*. Geoacta, **5**: 61-78.
- AMOROSI A., COLALONGO M. L., FIORINI F., FUSCO F., PASINI G., VAIANI S. C. & SARTI G. (2004) - *Paleogeographic and paleoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records*. Global and Planetary Change, **40**: 55-78.
- AMOROSI A., DINELLI E., GIACOMELLI S., RICCHI LUCCHI M., ROSSI V. & SARTI G. (2008a) - *High-resolution sequence-stratigraphy of the post-LGM transgressive succession of the Arno valley fill (Tuscany, Italy)*. 26th Regional meeting of the international association of sedimentology (IAS), Bochum-Germany, 32.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L., DI DIO G. (1996) - *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*. Sedim. Geol., **102**: 275-295.
- AMOROSI A., RICCHI LUCCHI M., ROSSI V. & SARTI G. (2009) - *Climate change signature of small-scale parasquences from Lateglacial-Holocene transgressive deposits of the Arno valley fill*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **273**: 142-152.
- AMOROSI A., SARTI G., ROSSI V. & FONTANA V. (2008b) - *Anatomy and sequence stratigraphy of the late Quaternary Arno valley fill (Tuscany, Italy)*. In: AMOROSI A., HAQ B.U., SABATO L. (Eds.), *Advances in Application of Sequence Stratigraphy in Italy*. GeoActa Special Publication, **1**: 55-66.
- ANGELIER J. (1979) - *Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population*. Tectonophysics, **56**: 17-26.
- ANGELIER J. (1994) - *Faillle, non -gfailles et structures de pression/tension dans l'inversion des donnés de tectonique cassante en termes de tenseur des contraintes*. Bull. Soc. Geol. France, **165**: 211-219.
- ANTONIOLI F., GIROTTI O., IMPRONTA S., NISI M. F., PUGLISI C. & VERRUBBI (1999) - *Nuovi dati sulla trasgressione marina olocenica e sulla subsidenza della Pianura Versiliese attraverso un sondaggio di 90m*. In: Atti del Convegno "La Pianura conoscenza e salvaguardia", Ferrara, 214-219.
- ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G. M., PAPANI G. & ROGLEDI S. (1997) - *Stratigraphic record of*

crustal scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy). Il Quaternario, **10**: 595-602.

ARIAS C., BIGAZZI G. & BONADONNA F. P. (1980) - *Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia Appenninica*. Carta Neotettonica d'Italia, III, CNR Progetto Finalizzato Geodinamica, sottoprogetto Neotettonica, **356**: 1441-1448.

ARTHABER VAN G. (1935) - *Revision der fauna der Hellenkalke der Pisaner Berge*-Zentr. F. Min. Geol. U. Pal., Ser. B, **5**: 161-176

ARTHABER VAN G. (1937) - *Die Terminetto-Schichten der Toskanischen unterkreide im Pisaner Berge*. N. Jahr. F. Min. Geol. U. Pal., Ser. B, **5**: 402-454

ARTHAUD F. (1969) - *Méthod de détermination graphique des directions de raccourcissement d'allongement et intermédiaire d'une population de failles*. Bull. Soc. Geol. France, **11**: 729-737.

ATHERSUCH J., HORNE D. J. & WHITTAKER J. E. (1989) - *Marine and brackish water ostracods*. In: KERMAK D. M. & BARNES R. S. K. (Eds.), *Synopses of the British Fauna (New Series)*, **43**, Brill E.J., Leiden 1-343.

AUTORITÀ DEL BACINO SPERIMENTALE DEL FIUME SERCHIO (1993) - *L'attività estrattiva nel bacino del fiume Serchio. Contributo conoscitivo all'elaborazione del piano di bacino*. Quad. Autorità di Bacino del Fiume Serchio, **1**: 96 pp.

AUTIN W.J. (1992) - *Use of alloformations for definition of Holocene meander belts in the middle Amite River, southeastern Louisiana*. Geol. Soc. Am. Bull., **104**: 233-241.

AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO (1994) - *L'attività estrattiva nel bacino dell'Arno. Fabbisogno di materiali litoidi e cave*. Quad. Autorità di Bacino dell'Arno, **4**: 274 pp.

BACCI A., MALATESTA A. & TONGIORGI E. (1939) - *Di una formazione glaciale rissiana riscontrata a Livorno nei sedimenti della fase costruttiva del ciclo tirreniano*. Atti Soc. Sc. Nat. Proc. Verb., **48**: 74-85.

BAGNOLI G. & TONGIORGI M. (1979) - *New fossiliferous Silurian (Mt. Corchia) and Devonian (Monticiano) layers in the Tuscan Paleozoic*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 301-313.

BAGNOLI G., GIANELLI G., PUXEDDU M., RAU A. & TONGIORGI M. (1979) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 99-116.

BAKKER R. J. (1999) - *Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-NaCl system*. Chem. Geol., **154**: 225-236.

BALDACCI F. (1999) - *Struttura e piezometria del «I° acquifero artesianico in ghiaie» della pianura pisana*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A, **106**: 90-101.

BALDACCI F., BELLINI L. & RAGGI G. (1994) - *Le risorse idriche sotterranee della pianura pisana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A, **51**: 241-322.

BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della falda toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Maeigno" dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 199-211.

BALDELLI C., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MEMMI I. (1989) - *Ferrimuscovite and celadonite substitutions in muscovite from Fe³⁺-rich low-grade psammitic rocks (Northern Apennines, Italy)*. Lithos, **23**: 201-208.

BALESTRIERI M. L., ABBATE E., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLE C. (1992) - *Datazioni mediante le tracce di fissione nell'apatite ed esumazione recente di alcuni settori dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geologici Camerti, Sp. issue, 1992/2: 227.

BALESTRIERI M. L., BERNET M., BRANDON M. T., PICOTTI V., REINERS P. & ZATTIN M. (2003) - *Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines*. Quaternary International, **101-102**: 67-73.

BALESTRIERI M. L., PANDELI E., BIGAZZI G., CAROSI R. & MONTOMOLI C. (2011) - *Age and temperature constraints on metamorphism and exhumation of the syn-orogenic metamorphic complexes of Northern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **509**: 254-271.

BARD E., HAMELIN B. & FAIRBANKS R. G. (1990) - *U-Th age obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea-level during the past 130.000 years*. Nature, **346**: 456-458.

BARONI F., PROTANO G. & RICCOBONO F. (1994) - *Mercury content of the rocks of Tuscany. A geochemical contribution to geology of Hg-ores*. Atti Acc. Fisiocritici in Siena, Serie 15, **13**: 59-67.

BARSOTTI G., FEDERICI P. R., GIANNELLI L., MAZZANTI R. & SALVATORINI G. (1974) - *Studio del Quaternario Livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del bacino di carenaggio della Torre del Fanale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**(3): 425-495.

BASSETTI M. & SARTI G. (1997) - *Stratigraphy of terraced fluvial deposits of Conca River (northern Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, **59**: 81-90.

BENVENUTI M., CORTECCI G., COSTAGLIOLA P., LATTANZI P., RUGGERI G. & TANELLI G. (1992) - *The metamorphic-hosted precious- and base-metal deposits of the Bottino-Valdicastello region (Apuan Alps, Tuscany): an overview*. Acta Vulcanol., **2**: 45-54.

BERNARD H. A. & LE BLANC R. J. (1965) - *Resume of the Quaternary geology of the northwestern*

Gulf of Mexico Province. In: WRIGHT H. E. & FREY D. G. (eds.) *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press, 137-185.

BERNARDI V., CANTAGALLI C. & VINCENTI R. (1980) - *Memorie storiche della terra di bientina e del suo lago*. La Grafica Pisana 277pp.

BERNET M., BRANDON M. T., GARVER J. I., REINERS P. W. & FITZGERALD P. G. (2002) - *Determining the zircon fission-track closure temperature*. Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs, **34**: 18.

BIANUCCI G. (1980) - *Ricerche speleologiche alla Buca dei Ladri (Asciano - Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **87**: 261-274.

BIANUCCI G. & LANDINI W. (2005) - *I paleositi a vertebrati fossili della Provincia di Pisa*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A., **110**: 1-22.

BIANUCCI G., LANDINI W. & MASONI M. (2004) - *Censimento e valutazione dei siti paleontologici (paleositi): un esempio per la Provincia di Pisa*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A., **109**: 29-44.

BIANUCCI G., TONGIORGI M., SORBINI C. & NOCCHI C. (2006) - *Ritorno al passato. Un viaggio di 500 milioni di anni sui Monti Pisani*. Edizioni Plus, Pisa University Press.

BICKE M. & POWELL R. (1977) - *Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates*. Contrib. Mineral. Petrol., **59**: 281-292.

BIGAZZI G., DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. & NORELLI P. (1988) - *La struttura cataclastico milonitica di Foce di Mosceta Alpi Apuane Sud-Orientali (M. Corchia, Gruppo delle Panie)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A, **95**: 105-116.

BIGAZZI G., ZANCHETTA G., BONADONNA F. P. & LEONE G. (2000) - *Ulteriori dati cronologici sui depositi cineritici del Valdarno Inferiore (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 121-124.

BLANC A. C. & TAVANI G. (1935) - *Una fauna marina nelle breccie ossifere dei Monti d'Oltre Serchio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **44**: 49-51.

BLUM M. D. & ASLAN A. (2006) - *Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas Gulf Coast*. Sedimentary Geology, **190**: 177-211.

BOCCALETTI M. & COLI M. (1983) - *La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 51-62.

BOCCALETTI M. & GOSSO G. (1980) - *Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi metamorfica dell'area di Campo Cecina-M. Pisanino delle Alpi Apuane settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 101-110.

BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1969) - *Osservazioni petrografiche e sedimentologiche sui calcari con selce delle "serie" autoctona e sovrascorsa della parte nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti di Oltre Serchio (Prov. Di Pisa e Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 325-342.

BOCCALETTI M. & SANI F. (1998) - *Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines*. Tectonics, **17**: 112-130.

BOCCALETTI M. & SGUAZZONI G. (1969) - *Ammoniti limonitizzate nei calcari grigi con selce e nelle marne a Posidonia della "serie" autoctona del M. Pisano*. L'Ateneo Parm., Acta Natur., **5**(1): 11 pp.

BOCCALETTI M., CAPITANI S., COLI M., FORNACE G., GOSSO G., GRANDINI G., MILANO P. F., MORATTI G., NAFISSI P. & SANI F. (1983) - *Caratteristiche deformative delle Alpi Apuane settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 527-534.

BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonic model for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, **234**: 108-111.

BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 847-922.

BONADUCE G., CIAMPO G. & MASOLI M. (1975) - *Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea*. Pubblicazione Stazione Zoologica di Napoli, **40**: 1-304.

BORRADAILE G. J. (1978) - *Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland*. Bull. Geol. Soc. Amer., **89**: 481-483.

BORSI S., FERRARA G., RAU A & TONGIORGI M. (1967) - *Determinazione con il metodo Rb/Sr dell'età delle filladi e Quarziti Listate di Buti (Monti Pisani)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **73**: 632-646.

BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. I) La linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol., **85**: 529-540.

BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRÌ M. & SESTINI S. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline: the miogeosynclinal sequences*. Sediment. Geol., **4**: 341-344.

BOSCHIAN G., BOSSIO A., DALL'ANTONIA B., & MAZZANTI R., (2006) - *Il Quaternario della Toscana Costiera*. Studi Costieri, **12**: 21-36.

BOSKI T., MOURA D., VEIGA-PIRES C., CAMACHO S., DUARTE D., SCOTT D. B. & FERNANDES S. G. (2002) - *Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border*. Sedim. Geol., **150**: 103-122.

- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoaotocotono Toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.
- BOWERS T. S. & HELGESON H. C. (1983) - *Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures*. Geochim. Cosmochim. Acta, **47**: 1247-1275.
- BRANDON M. T. (1992) - *Decomposition of fission-track grain-age distributions*. Am. Jour. Sc., **292**: 535-564.
- BRANDON M. T. (1996) - *Probability density plot for fission track grain-age samples*. Radiation Measurements, **26**: 663-676.
- BRANDON M. T., RODEN-TICE M. K. & GARVER J. (1998) - *Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 985-1009.
- BRAVI G. (2008) - *Rilevamento geologico-strutturale, studio geomeccanico e analisi di stabilità nella zona di San Giuliano Terme (Pisa)*. Tesi di Laurea ined., Univ. Pisa, 173 pp.
- BRUCKNER W. (1941) - *Über die Entstehung der Rauwacken und Zellen dolomite*. Eclogae Geol. Helv., **34**(1): 116-134, 4 tavv., Basel.
- BRUNET C., MONIÉ P., JOLIVET L. & CADET J. P. (2000) - *Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany*. Tectonophysics, **321**: 127-155.
- BURGASSI P. G., COSTANTINI A., DELL'AGNELLO L., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1979) - *Esame dei rapporti fra le formazioni metamorfiche del basamento della Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 123-133.
- BURKHARD M. (1986) - *Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques)*. Revue de Géologie dynamique et de Géographie Physique, **27**: 281-301.
- BUSCEMI A., BALATRI R. & MARCHI R. (2004) - *Itinerari carsici sui Monti Pisani e d'Oltreserechio (carta con itinerari)*. Provincia di Pisa.
- CAMPETTI A., CAROSI R., DECANDIA F. A., ELTER P., LAZZAROTTO A., MONTOMOLI C., PERTUSATI P. C. & POLVEROSI B. (1999) - *Assetto ed evoluzione strutturale dei Monti dell'Uccellina (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 149-165.
- CANAVARI M. (1887) - *Fossili titoniani del Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb., **5**: 187.
- CANAVARI M. (1891) - *Due nuove località nel Monte Pisano con resti di piante carbonifere*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**: 217-218.
- CANAVARI M. (1892) - *Insetti del Carbonifero di San Lorenzo nel Monte Pisano*. Nota preventiva. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **8**: 33-34.
- CANTINI P., TESTA G., ZANCHETTA G. & CAVALLINI R. (2000) - *The Plio-Pleistocene evolution of extensional tectonics in northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo Basin (lower Arno Valley, Italy)*. Tectonophysics, **330**: 25-43.
- CAPELLINI G. (1862) - *Studi stratigrafici e paleontologici sull'Infralias delle montagne del Golfo di La Spezia*. Mem. Acc. Sci. Ist. Bologna, Ser. 2, **1**: 31-38.
- CAPELLINI G. (1866) - *Fossili infraliasici dei dintorni del Golfo della Spezia*. Mem. Acc. Sci. Ist. Bologna, Ser. 2, **5**: 413-486.
- CAPITANI S. & SANI F. (1983) - *Analisi strutturale delle aree del M. Cavallo-M. Contrario e del M. Tambura*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 535-541.
- CAPOZZI R. & SARTORI R. (1989) - *La regressione medio-pliocenica in Italia: una ipotesi di lavoro sulle possibili cause*. Giorn. Geol., Ser. 3a, **51/2**: 31-39.
- CARBONI M. G., FREZZA V., & BERGAMIN L. (2004) - *Distribution of Recent foraminifers in the Ombrone River Basin (Tuscany Continental Shelf, Tyrrhenian Sea, Italy): relations with fluvial runoff*. In: COCCIONI R., GALEOTTI S., LIRER F., Eds., Proceedings of the First Italian Meeting of Environmental Micropaleontology. The Grzybowski Foundation Special Publication, **9**: 7-16.
- CARDINI L. (1947) - *Notiziario sugli scavi della Grotta del Leone (Pisa)*. Riv. Sc. Preist., **3**: 332.
- CARIMATI R., GOSSEMBER P., MARINI A. & POTENZA R. (1981) - *Catalogo delle Unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from the compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**: 1275-1303.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F. A., FANTOZZI P., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., KALIN O. & MECCHERI M. (1987) - *Guida all'escursione sul*

complesso metamorfico delle Alpi Apuane. Escursione conclusiva della 'Summer School' di Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini. 110 p.p., Carrara.

CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Jour. Geol., **86**: 487-504.

CAROSI R. & MONTOMOLI C. (1998) - *Relazioni tra pieghe e lineeazioni di estensione nel Verrucano dei Monti Pisani (Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **7**: 39-58.

CAROSI R. & MONTOMOLI C. (1999) - *Relations between folds and stretching lineation in the Verrucano of Pisani Mounts, Northern Apennines*. C. R. Acad. Sci., Paris, **328**: 485-492.

CAROSI R. & MONTOMOLI C. (2002) - *Strutture tardo orogeniche e compressione parallela all'orogene in Appennino Settentrionale: la struttura di interferenza polifasica di S. Giuliano (Unità di S. Maria del Giudice, Monti Pisani)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **107**: 61-68.

CAROSI R. & MONTOMOLI C. (2004) - *The polyphase folding structure of s. giuliano terme (S. Maria Del Giudice Unit, Pisani Mounts, Northern Apennines)*. In: The "Regione Toscana" Project of Geological Mapping: case histories and data acquisition, (Eds. D. MORINI & P. BRUNI). Special issue 32 IGC Firenze 2004, 229-234.

CAROSI R., CERBAI N. & MONTOMOLI C. (1995) - *Tettonica compressiva ed estensionale nel Verrucano dell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale **1995/1**: 269-278.

CAROSI R., CERBAI N. & MONTOMOLI C. (1996) - *The F2 folds in the Verrucano as records of extensional tectonics in the Northern Apennines (Italy)*. C.R. Acad. Sci., Paris, **322**: 773-780.

CAROSI R., CERBAI N. & MONTOMOLI C. (1997) - *Deformation history of the Verrucano of Pisani Mounts (Northern Apennines, Italy)*. An. Tecton., **9**: 55-75.

CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P. C. (2005) - *Structural evolution of the Tuscan Nappe in the southern sector of the Apuan Alps metamorphic dome (Northern Apennines, Italy)*. Geol. Jour., **40**: 103-119.

CAROSI R., LEONI L. & TAMPONI M. (1993) - *Temperature del metamorfismo nell'Unità di S. Maria del Giudice (Monti Pisani, Appennino Settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, **99**: 161-173.

CAROSI R., MONTOMOLI C., BERTUCCELLI N. & PROFETI M. (2002) - *The structural evolution of the southern Apuan Alps: new constraints on the tectonic evolution of the Northern Apennines (Italy)*. C.R. Acad. Sci., Paris, **334**: 339-346.

CAROSI R., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P. C. (2004) - *Late tectonic evolution of the Northern Apennines, the role of contractional tectonics in the exhumation of the Tuscan unit*. Geod. Acta, **17**: 253-273.

CARRATORI L., CECCARELLI LEMUT M. L., FRATTARELLI FISCHER L. GARZELLA G., GRECO G., GRIFONI CREMONESI R., MAZZANTI R., MORELLI P., NENCINI C., PASQUINUCCI M., PESCAGLINI MONTI R., PULT QUAGLIA A. M., RAU A., RONZANI M. E. & TOZZI C. (1994) - *Carta degli elementi naturalistici e storici della Pianura di Pisa e dei rilievi contermini, scala 1:50.000*. In: Mazzanti R. (a cura di) "La pianura di Pisa e i rilievi contermini la natura e la storia", Roma, 1994. Mem. Soc. Geogr. It., **50**, 491 pp.

CARTER K. E. (1992) - *Evolution of stacked shear zones in carbonates from mid-crustal levels: Tuscan Nappe, Northern Apennines, Italy*. J. Struct. Geol., **14**: 182-192.

CASAROSA N. & PAPPALARDO M. (2006) - *Il parte in Monti Pisani (Toscana Settentrionale)*. Quaderni della Montagna, 55-63.

CASCELLA A., GINI C., GUELFI F. & ORLANDI P. (1995) - *Sferule metalliche magnetiche nelle sabbie dei torrenti dei Monti Pisani*. Rivista Mineralogica Italiana, **2**: 165-168.

CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1997) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra il Dominio Subligure e Dominio Toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, **103** (1996): 1-30.

CATANZARITI R., RIO D., CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Età e biostratigrafia a Nannofossili calcarei delle Arenarie di M. Modino e del Macigno nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 187, Roma.

CATERINI F. (1921a) - *Due parole sulla grotta di Parignana e sui fossili rinvenuti in essa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **31**(1): 1-5.

CATERINI F. (1921b) - *I fossili della Grotta di Parignana (Mammiferi)*. Palacont. It., **27**: 23-52.

CATERINI F. (1924) - *Catalogo dei proboscidiati pliocenici e quaternari conservati nel Museo di Geologia della R. Università di Pisa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **35**: 195-210.

CELLO G. & MAZZOLI S. (1996) - *Extensional process driven by large scale duplexing in collisional regimes*. J. Struct. Geol., **18**: 1275-1279.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**: 7-89.

CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio Toscano Interno tra il Trias superiore e il Miocene medio*. Atti soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, **82**:

43-54.

CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C., & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al calcare cavernoso dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1161-1174.

CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI G., LEONI L. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda Toscana nell'area di ricoprimento apuano*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 269-280.

CESALPINO A. (1596) - *De Metallicis Libri Tres*. Arezzo.

CIAMPALINI A., CIULLI L., SARTI G. & ZANCHETTA G. (2006) - *Nuovi dati geologici del sottosuolo del «Terrazzo di Livorno»*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., **111**, ser. A, 75-82.

CIMERMAN F. & LANGER M. R. (1991) - *Mediterranean Foraminifera*. Academia Scientiarum et Artium Slovenica Classis IV **30**, Ljubljana.

COLI M. (1989) - *Time and mode of uplift of the of the Apuane Alps metamorphic complex*. Atti Tic. Sc. Terra, **32**: 47-56.

COLI M. & PANDELI E. (1992) - *La geologia delle Alpi Apuane: l'Unità di Massa, il Nucleo Metamorfico Apuano e le breccie poligeniche neogeniche*. 76° riunione Estiva S.G.I., L'Appennino Settentrionale, Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale, 79-137.

CONTI P., COSTANTINI A., DECANDIA F. A., ELTER F.M., GATTIGLIO M., LAZZAROTTO A., MECCHERI M., PANDELI E., RAU A., SANDRELLI F., TONGIORGI M. & DI PISA A. (1991) - *Structural frame work of the Tuscan Paleozoic: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 523-541.

CONTI P., DI PISA A., GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1991) - *The pre-alpine basement in the Alpi Apuane (Northern Apennines, Italy)*. In: Pre-Mesozoic geology in the Alps, Springer-Verlag, 609-621.

COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. F. (2002a) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:50.000, Foglio 306, Massa Marittima*. Serv. Geol. d'It., pp. 174, Firenze.

COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. F. & SANDRELLI F. (2002b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:50.000, Foglio 285, Volterra*. Serv. Geol. d'It., pp. 153, Firenze.

D'ACHIARDI A. (1873) - *Mineralogia della Toscana*. Vol. 1 e 2, Tipografia Nistri, Pisa.

DALLAN L., NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., TRIVELLINI M. (1991) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella media valle del Serchio (Lucca). Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Sillano", "Corfino", "Foscaindora" e "Coreglia" (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 245-272.

D'AMATO AVANZI G. & NARDI I. (1993) - *Indizi di neotettonica nei Monti d'Oltre Serchio: faglie distensive recenti al bordo della pianura pisana e depositi ciottolosi a quota 170 metri*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 601-614.

D'EUGENIO G. (1990) - *Revisione ed inquadramento dei materiali della Grotta del Leone (Pisa)*. Rassegna di Archeologia, **9**: 183-231.

DABRIO C. J., ZAZO C., GOY J. L., SIERRA F. J., BORJA F., LARIO J., GONZÁLEZ J. A. & FLORES J. A. (2000) - *Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cádiz, southern Spain)*. Marine Geology **162**: 381-404.

DEL RICCIO A. (1597) - *Istoria delle pietre*. Firenze.

DALLAN NARDI L. (1979) - *Microfossili miocenici nella matrice sedimentaria delle breccie situate alla base della "Falda Toscana" nelle Apuane meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 119-128.

DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1978) - *Il quadro paleotettonico dell'Appennino Settentrionale: un'ipotesi alternativa*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **85**: 289-290.

DANI A. (1980) - *Il paleolitico del Valdarno Inferiore in: Preistoria d'Italia alla luce delle ultime scoperte*. Atti II Conv. Naz. Preist. e Protost., Pescia.

DE BOSNIASKI S. (1891) - *Flora fossile del Verrucano dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**: 184-195.

DE BOSNIASKI S. (1894) - *Nuove osservazioni sulla flora fossile del Verrucano pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **9**: 167-171.

DE FONTE L. (1996) - *Il cinabro dei Monti Pisani*. Tesi di Laurea Università di Pisa.

DE STEFANI C. (1875) - *Di alcune conchiglie terrestri fossili nella terra rossa di pietra calcarea di Agnano nel Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **1**: 110.

DE STEFANI C. (1876) - *Geologia del Monte Pisano*. Note illustrative Carta geologica d'Italia, **3**(1): 49-169.

DE STEFANI C. (1877) - *Lias inferiore ad Arietiti nell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Geol. Sci. Nat., Mem., **8**, Pisa.

DE STEFANI C. (1889) - *Le pieghe delle Alpi Apuane*. 33 pp, Firenze.

DE STEFANI C. (1890) - *Gisement carbonifère dans le Monte Pisano*. Bull. Soc. Geol. de France,

Ser. 3, **18**: 27-29.

DE STEFANI C. (1891a) - *Alcune osservazioni sulla flora della Traina nel Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**: 216-217.

DE STEFANI C. (1891b) - *Scoperta di una flora carbonifera nel Verrucano del Monte Pisano*. Rend. R. acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat Fis. Nat., Ser. 4, **7**(1): 25-28.

DE STEFANI C. (1894) - *La flora carbonifera e permiana del Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **9**: 180-184.

DE STEFANI C. (1901) - *Flore carbonifere e permiane della Toscana*. Pubbl. R. Ist. di Studi Sup. Pratici e di Perfezionamento, Firenze, 212 pp.

DEBENAY J. P., BICCHI E., GOUBERT E. & ARMYNOT DU CHÂTELET E. (2006) - *Spatio-temporal distribution of benthic foraminifera in relation to estuarine dynamics (Vie estuary, Vendée, W France)*. Estuarine Coastal Shelf Science **67**, 181-97.

DECANDIA F. A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione paleogeografica del margine appenninico nella Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 375-383.

DEL CAMPANA D. (1913) - *I cani pliocenici di Toscana*. Palaeont. It., **19**: 189-254.

DEL CAMPANA D. (1925) - *Gli uccelli della Grotta di Parignana (Monte Pisano)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **36**: 206-226.

DEL TREDICI S., GIGLIA G. & ROBBIANO A. (1997) - *Le strutture estensionali duttili della Falda Toscana nelle Apuane nord-occidentali (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **39**: 217-237.

DELL'ANTONIA B. & MAZZANTI R. (2001) - *Geomorfologia e idrografia*. In: "Tombolo. Territorio della Basilica di S.Piero a Grado. Felici editore, 766 pp.

DELLA ROCCA R., MAZZANTI R. & PRANZINI E. (1987) - *Studio geomorfologico della Pianura di Pisa (Toscana)*. Geogr. Fis. e Din. Quat., **10**: 56-84.

DESCHAMPS Y., DAGALLIER G., MACAUDIÈRE J., MARIGNAC C., MOINE B. & SAUPÉ F. (1983) - *Le gisement de pyrite-hématite de Valle Giove (Rio Marina, Ile d'Elbe-Italie. Contribution à la connaissance des gisements de Toscane*. I. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **63**: 149-165.

DI PISA A., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MECCHERI M. (1985) - *Regional variation of the metamorphic temperature across the Tuscanid I Unit and its implication on the alpine metamorphism (Apuan Alps, N. Tuscany)*. Neues Jahrbuch Miner. Ab., **151**: 197-211

DI SABATINO B., GIAMPAOLO C. & NEGRETTI G. (1977) - *Metamorfismo di "very low grade" ad altissima pressione nella "unità delle panie"*. Period. Mineral., **46**: 79-89.

DINI A. (1992) - *Contributo alla minerogenesi dei giacimenti mercuriferi delle Alpi Apuane*. Tesi di Laurea, Università di Pisa, 148 pp.

DINI A., ORLANDI P., PROTANO G. & RICCOBONO F. (1998) - *Le vene di quarzo del complesso metamorfico dei Monti Pisani (Toscana): caratterizzazione strutturale, mineralogica ed inclusioni fluide*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **105**: 113-136.

DINI I. (1976) - *La prima falda artesaiana della zona di Pisa*. Provincia - Comune di Pisa. Pisa.

ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domain de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes set sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Prealpes romande set chablaisiennes*. Arch. Des Sciences, **19**: 279-377.

ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a NW delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**: 273-312.

ELTER P. (1972) - *La zona ofiolitica del braccio nel quadro dell'Appennino settentrionale. Introduzione alla geologia delle Liguridi. Guida all'escursione*. 64 p.p., Pacini Ed. Pisa.

ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **7**: 956-962.

EMBRY A. F. (1993) - *Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago*. Can. J. Earth. Sci., **30**: 301-320.

EMBRY A. F. (1995) - *Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals*. In: STEEL, R. J., FELT, V. L., JOHANNESSEN, E. P. & MATHIEU, C. (Eds.), Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin. Norwegian Petr. Soc. Spec. Publ., **5**: 1-11.

FAIRCHILD I.J. (1985) - *Petrography and carbonate chemistry of some Dalradian dolomitic metasediments: preservation of diagenetic textures*. - J. Geol. Soc. London, **142**(1): 167-185.

FALKE H. (1972) - *The paleogeography of the continental Permian in Central West - and in part of South Europe*. In: FALKE (Ed.) - Rotliegende. Essay on European lower Permian. Inter. Sedimentary Petrographical series, **15**: 281-299.

FANCELLI R., GRIFONI R., MAZZANTI R., MENCHELLI S., NENCINI C., PASQUINUCCI M. & TOZZI C. (1986) - *Evoluzione della pianura di Pisa* - In: Bandecchi & Vivaldi (Eds.), "Terre e Paduli reperti, documenti, immagini per la storia di Coltano", Pontedera, 25-39.

FAZZUOLI M. (1981) - *Considerazioni preliminari sul Calcarea selcifera della Val di Lima (Giurassico superiore) Toscana nord-occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 193-201, 3 figg., Roma.

FAZZUOLI M. & COLI M. (1992) - *Escursione B2 – Il Mesozoico della Falda Toscana e del Nucleo Metamorfico Apuano: carbonati di mare sottili e sistemi alto-scarpata-bacino nel Triassico superiore-Giurassico della Successione Toscana e della Successione Metamorfica Apuana*. 76a Riun. Estiva S.G.I. (Firenze 21-23 Sett. 1992), Guide alle Escursioni post-congresso: 77-133, 20 figg., Firenze.

FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI G. (1985) - *Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 159-201, 20 figg., Roma.

FEDERICI P. R. (1966) - *Gasteropodi ladinici nei calcari di Punta Bianca (Golfo di La Spezia)*. Riv. It. Paleont., **72**: 999-1022.

FEDERICI P. R. (1987) - *Il territorio di Bientina: dalla Geologia alla storia in: "Il padule di Bientina: aspetti naturalistici e agronomici"*. Pacini editore, 27-54.

FEDERICI P. R. (1993) - *The versilian transgression of the Versilia area (Tuscany, Italy) in the light of drillings and radiometric data*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 217-225.

FEDERICI P. R. & MAZZANTI R. (1988) - *L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del valdarno inferiore*. Boll. Soc. Geogr. It., serie XI, **5**: 573-615.

FEDERICI P. R. & MAZZANTI R. (1995) - *Note sulle pianure costiere della Toscana*. Mem. Soc. Geogr. Ital., **58**: 165-270.

FEDERICI P. R. & RAGGI G. (1974) - *Brecce sedimentarie e rapporti tra le unità tettoniche toscane nel gruppo delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 709-722.

FELLIN M. G., REINERS P. W., BRANDON M. T., WÜTHRICH E., BALESTRIERI M. L. & MOLLI G. (2007) - *Thermochronologic evidence for the exhumational history of the Alpi Apuane metamorphic core complex, northern Apennines, Italy*. Tectonics, **26**: doi:10.1029/2006TC002085.

FERRANTI L., ANTONIOLI F., AMOROSI A., DAI PRÀ G., MASTRONUZZI G., MAUZ B., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P. & VERRUBBI V. (2006) - *Distribution of the MIS 5.5 highstand marker along the Italian coastline: review and tectonic implications*. Quat. Int., **145-146**: 30-54.

FERRINI G. & PANDELI E. (1985) - *Un'ipotesi relativa allo Pseudomacigno apuano nel quadro dei bacini torbiditici toscani*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 257-265.

FIELDING C. R. & GIBLING M. R. (2005) - *Distinguishing between channel and valley fills: definitions, diagnostic criteria and dimensional data*. 8th International Conference on Fluvial Sedimentology, Delft, Netherlands, Abstracts, 101.

FIORINI F. (2004) - *Benthic foraminiferal associations from Upper Quaternary deposits of southeastern Po Plain, Italy*. Micropaleontology, **50**: 45-58.

FIORINI F. & VAIANI S. C. (2001) - *Benthic foraminifers and transgressive-regressive cycles in the Late Quaternary subsurface sediments of the Po Plain near Ravenna (Northern Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **40**: 357-403.

FISK H. N. (1944) - *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River*. Vicksburg, U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission.

FORSYTH MAJOR C. J. (1873) - *Remarques sur quelques mammifères post-tertiaires de l'Italie, suivies de considerations generales sur la faune des mammifères post-tertiaires*. Soc. It. Sci. Nat. **15**(5): 7.

FOYLE A. M. & OERTEL G. F. (1997) - *Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA*. Mar. Geol., **137**: 227-249.

FRANCESCHELLI M. & MEMMI I. (1999) - *Zoning of chloritoid from kyanite-facies metapsammities, Alpi Apuane, Italy*. Min. Mag., **63**: 105-110.

FRANCESCHELLI M., GIANELLI G., PANDELI E. & PUXEDDU M. (2004) - *Variscan and Alpine metamorphic events in the Northern Apennines (Italy): a review*. In: A showcase of the Italian research in Metamorphic Petrology. Period. Min., **73**: 73-83.

FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MEMMI I. (1989) - *b₀ of muscovite in low and high variance assemblages from low grade Verrucano rocks, Northern Apennines, Italy*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **69**: 107-115.

FRANCESCHELLI M., LEONI L. & SARTORI F. (1986) - *Geochemistry and mineralogy of detritic rocks from Verrucano type-sequences of Northern Apennines (Monti Pisani and Punta Bianca)*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **42**: 13-31.

FRANCESCHELLI M., LEONI L. & SARTORI F. (1991a) - *Crystallinity distribution and crystallinity-b relationships in white K-micas of Verrucano metasediments (Northern Apennines, Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **71**: 161-167.

FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI I. & PUXEDDU M. (1986) - *Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy*. J. Metam. Geol., **4**: 309-321.

FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & GIANELLI G. (1991b) - *Re-equilibration of detrital muscovite and the formation of interleaved phyllosilicate grains in low temperature metamorphism, Northern*

Apennines, Italy. Contrib. Mineral. Petrol., **109**: 151-158.

FRANCESCHELLI M., PANDELI E., PUXEDDU M., PORCU R. & FADDA S. (1994) – *Illite crystallinity in pelitic marly rocks from northern Apennines (southern Tuscany and Umbria, Italy)*. *Neues Jahrb. Mineral.*, **8**: 367–384.

FRANZINI M. (1993) - *Le pietre toscane nell'edilizia medioevale della città di Pisa*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **49**: 233-244.

FRANZINI M. & LEZZERINI M. (1998) - *Le pietre dell'edilizia medioevale pisana e lucchese (Toscana occidentale)*. 2 - *I calcari selciferi del Monte Pisano*. *Atti soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, **105**: 1-8.

FRANZINI M. & LEZZERINI M. (2002) - *The stones of medieval buildings in Pisa and Lucca (western Tuscany, Italy)*. 4 - *"Agnano breccias" from Mt. Pisano*. *Eur. J. Mineral.*, **14**: 447-451.

FRANZINI M. & LEZZERINI M. (2003) - *The stones of medieval buildings in Pisa and Lucca provinces (western Tuscany)*. 1 - *The Monte Pisano marble*. *Eur. J. Miner.*, **15**: 217-224.

FRANZINI M., LEZZERINI M. & MANNELLA L. (2001) - *The stones of medieval buildings in Pisa and Lucca (western Tuscany, Italy)*. 3 - *Green and white-pink quartzites from Mt. Pisano*. *Eur. J. Mineral.*, **13**: 187-195.

FRESCI E. (2002) - *Rilevamento geologico ed analisi strutturale dell'unità di S. Maria del Giudice nel settore nord-occidentale dei Monti pisani ad ovest della Valle del Guappero*. Tesi di laurea, Università di Pisa.

FREY M. (1987) - *Low - Temperature Metamorphism*. (Ed. M. FREY) Blackie and Son Ltd, Glasgow, 9-58 pp.

FREY M., HUNZIKER J. C., ROGGWILER P. & SCHINDLER C. (1973) - *Progressive niedriggradige Metamorphoseglaukonitführender Horizonte in den helvetische Alpen der Ostschweiz*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **39**: 185-218.

FRY N. (1979) - *Random point distribution and strain measurement in rocks*. *Tectonophysics*, **60**: 89-105.

FUCINI A. (1894) - *Fauna dei calcari bianchi ceroidi con Phylloceras cylindricum Sow sp. del Monte Pisano*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, **19**: 25-30.

FUCINI A. (1900) - *Altre due specie di ammoniti nei calcari rossi ammoni ferri inferiori della Toscana*. *Atti Soc. Geol. Sci. Nat.*, **18**, Pisa.

FUCINI A. (1903) - *Il Lytoceras crebricosta Mgh*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, **19**: 340-343.

FUCINI A. (1910) - *Sull'età e sulla posizione del verrucano in Toscana*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb.*, **19**: 25-30.

FUCINI A. (1915) - *Fossili wealdiani del Verrucano tipico del Monte Pisano*. *Palaeont. It.*, **21**: 55-96

FUCINI A. (1925) - *Studi geologici sul Monte Pisano*. *Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat., Catania. Ser. V*, **14**.

GANDIN A., GIAMELLO M., GUASPARRI G., MUGNAINI S. & SABATINI G. (2000) - *The Calcare Cavernoso of the Montagnola Senese (Siena, Italy): mineralogical-petrographic and petrogenetic features*. *Miner. Petrogr. Acta*, **43**: 271-289.

GALBRAITH R. F. (1981) - *On statistical models for fission track count*. *Mathematical Geology*, **13**: 471-483.

GALBRAITH R. F. & GREEN P. F. (1990) - *Estimating the component ages in a finite mixture*. *Nucl. Tracks and Rad. Measur.*, **17**: 197-206.

GALLETTI FANCELLI M. L. (1978) - *Ricerche sulla subsidenza della pianura pisana. Analisi polliniche di sedimenti quaternari della pianura costiera tra Pisa e Livorno*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **97**: 197-245.

GASPERI G. & GELMINI R. (1973) - *Ricerche sul Verrucano del Monte Argentario e dei Monti dell'Uccellina in Toscana*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **92**: 115-140.

GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. d'It.*, **84**, Pisa.

GIACOMELLI S. (2008) - *Caratterizzazione geochemica e architettura deposizionale dei depositi tarso-quaternari della Pianura di Pisa, Toscana*. Tesi di laurea, Università di Pisa, 106 pp.

GIAMMARINO S. & GIGLIA G. (1990) - *Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino Settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**: 683-692.

GIANNINI E. (1950) - *Studio geologico dei Monti d'Oltre Secchio e di Massarosa*. *Boll., Soc. Geol. Ital.*, **69**.

GIANNINI E. & NARDI R. (1962) - *Sul ritrovamento di microfossili eocenici negli scisti policromi metamorfici associati allo pseudomacigno sul versante nord-orientale del Monte Pisano*. *Boll., Soc. Geol. Ital.*, **79**: 2.

GIANNINI E. & NARDI R. (1964) - *Contributo alla stratigrafia della serie toscana: osservazioni sui livelli di radiolariti*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83** (2), Pisa.

GIANNINI E. & NARDI R. (1965) - *Geologia della zona nord - occidentale del Monte Pisano e dei*

Monti d'Oltre Serchio (prov. di Pisa e Lucca). Boll., Soc. Geol. Ital., **84**: 198-270.

GIBLING M. R. (2006) - *Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification*. J. Sed. Res., **76**: 731-770.

GIGLIA G. & RADICATI DI BROZOLO R. (1970) - *K/Ar age of metamorphism in the Apuane Alps (Northern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 485-497.

GIOLI G. (1894) - *Il sottosuolo della pianura di Pisa e di Livorno*. Boll. Soc. Geol. Ital., **13**: 210-233.

GIORGETTI G., GOFFÉ B., MEMMI I. & NIETO F. (1997) - *New petrological constraints on the metamorphic evolution of Verrucano metasediments from Monticiano-Roccastrada ridge (Northern Apennines, Italy)*. Terra Nova, **9**: 573, special issue EUG.

GIORGETTI G., GOFFÉ B., MEMMI I. & NIETO F. (1998) - *Metamorphic evolution of Verrucano metasediments in Northern Apennines: new petrological constraints*. Eur. J. Mineral., **10**: 1295-1308.

GLEADOW A. J. W. (1981) - *Fission-track dating methods: what are real alternatives?*. Nucl. Tracks, **5**: 3-14.

GLEADOW A. J. W. & DUDDY I. R. (1981) - *A natural long-term track annealing experiment for apatite*. Nucl. Tracks, **5**: 169-174.

GLEADOW, A. J. W., DUDDY, I. R., GREEN P. F. & LOVERING J. F. (1986) - *Confined track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis*. Contr. Min. and Petr., **94**, 405-415.

GOLDSMITH J. R. & GRAF D. L. (1958) - *Relation between lattice constant and composition of the Ca-Mg carbonated*. Amer. Min., **43**: 84-101.

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

GRASSI S., CAROSI R., MARRONI M. & ANCORA D. (1992) - *Il sistema idrotermale di S. Giuliano Terme (Pi): note di geologia, idrogeologia e geochimica*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 303-313.

GRASSI S., GIANELLI G. & TORO B. (1994) - *Studies of Low-Temperature Hydrothermal Systems: San Giuliano Prospect (Pisa, Italy)*. Energy Sources **16**, 401-423.

GRATZIU C., RAU A. & TONGIORGI M. (1968) - *Algal stromatolites from the Liassic limestones of the autochthonous „Tuscany series” in the Monti Pisani (Tuscany)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **75**: 401-421.

GRAVA E. M. (2002) - *Analisi strutturale-stratigrafica delle breccie poligeniche affioranti sul Monte Pisano*. Tesi di Laurea, Università di Pisa.

GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W., TINGATE, P. R. & LASLETT G. M. (1986) - *Thermal annealing of fission tracks in apatite I. A qualitative description*. Chemical Geology, **59**: 237-253.

GRIFONI CREMONESI R., ANGELI L. & ASTUTI P. (2007) - *Preistoria del Monte Pisano. Catalogo della mostra temporanea*. Sala del frantoio, Museo di Storia Naturale e del Territorio, Calci (Pisa).

GUIDOTTI C. V. & SASSI F. P. (1976) - *Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists*. N. Jb. Mineral. Abh., **127**: 97-142.

GUIDOTTI C. V. & SASSI F. P. (1986) - *Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite “bo” data from low-grade metapelites*. N. Jb. Mineral. Abh., **153**: 363-380.

HANNA S. S. & FRY N. (1979) - *A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas*. J. Struct. Geol., **1**: 155-162.

HENDERSON P. A. (1990) - *Freshwater ostracods: keys and notes for the identification of the species*. In Kermack, D.M., Barnes, R.S.K., editors, *Synopses of the British Fauna (New Series)*, **42**, Brill E.J., Leiden.

HUENE VON F. (1941) - *Die tetrapoden-fährten im Toskanischen Verrucano und ihre Bedeutung*. N. Jahrb. F. Min. Geol. U. Pal., Abt. B, **86**: 1-34.

HUENE VON F. (1940a) - *Das alter des Verrucano auf grundzahl reicher reptilfährten*. Ecl. Geol. Helv. **32**(2): 184-185.

HUENE VON F. (1940b) - *Saurierfährten aus dem Verrucano des Monte pisano*. Zentr. F. Min. Geol. U. Pal., Ser. B **11**: 349-352.

HUGHEN K. A., BAILLIE M. G. L., BARD E., BECK J. W., BERTRAND C. J. H., BLACKWELL P. G., BUCK C. E., BURR G. S., CUTLER K. B., DAMON P. E., EDWARDS R. L., FAIRBANKS R. G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T. P., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C. B., REIMER P. J., REIMER, R. W., REMMELE S., SOUTHON J. R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F. W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C. E. (2004) - *Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1059-1086.

HURFORD A. J. (1986) - *Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line*. Contr. Min. Petr., **92**: 413-427.

HURFORD A. J. (1990) - *Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology*. Chemical Geology,

80: 171-178.

IPCC (2001) - *Climate Change 2001: Synthesis Report*. Summary for Policymakers. Intergovernmental Panel on Climate Change Third Assessment Report. Cambridge.

IPCC (2007) - *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Summary for Policymakers. Intergovernmental Panel on Climate Change Third Assessment Report. Cambridge.

IPPOLITO F. (1950) - *Il Monte Pisano*. Mem. e Note ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **3**: 7.

JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÈ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J. P., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - *Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian sea*. J. Geoph. Res., **103 B6**: 123-160.

JORISSEN F. J. (1988) - *Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation*. Utrecht Micropaleontol. Bull., **37**: 1-176.

KHADKIKAR A. S. & RAJSHEKHAR C. (2005) - *Holocene valley incision during sea level transgression under a monsoonal climate*. Sedim. Geol., **179**: 295-303.

KISCH H. J. (1987) - *Correlation between indicators of very-low grade metamorphism*. In: "Low-Temperature Metamorphism", (Ed. M. FREY), Blackie and Son Ltd, Glasgow, 9-58.

KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. Journ. Sc., **279**: 676-691.

KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R. D. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques: results from the Northern Apennines*. J. Struct. Geol., **8**: 781-798.

KLITGAARD-KRISTENSEN D., SEJRUP H-P., HAFIDASON H., JOHNSEN S. & SPURK M. (1998) - *A regional 8200 cal yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation?* J. Quat. Sci., **13**: 165-169.

KOBER L. (1931) - *Das alpine Europa und sein Rahmen. Ein geologisches gestaltungsbild*. Borntraeger, Berlin, 310 pp.

KRETZ R. (1988) - *SEM study of dolomite microcrystals in Grenville marble*. Amer. Mineralogist, **73**: 619-631.

KUBLER B. (1967) - *La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme*. In: Étages tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966. Université de Neuchâtel, À la Baconnière, Neuchâtel, Switzerland, 105 121.

KUBLER B. (1984) - *Les indicateurs des transformations physique et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie*. In: Themométrie et barométrie géologiques (ed. M. LAGACHE), Soc. Fr. Minéral. Cristallgr., Paris, 489-596.

KUBLER B. (1990) - *«Cristallinité» de l'illite et mixed-layers: Brève révision*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**: 89-93.

LAJ F. (1948) - *Grotta del Leone*. Riv. Sc. Preist., **3**: 267.

LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs*. Quaternary Science Reviews, **23**: 1567-1598.

LANDI DEGL'INNOCENTI V., PANDELI E., MARIOTTI LIPPI M. & CIOPPI E. (2008) - *The Carboniferous-Permian succession of the Pisani Mountains (Tuscany, Italy): preliminary data from the De Stefani collection (Natural History Museum of Florence)*. Boll. Soc. Geol. It., **127**(3): 545-558.

LAZZAROTTO A., MOZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia dei comuni di Livorno e Collesalveti*. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **11**: 1-85.

LEONARDI G. (2000) - *I dinosauri d'Italia e delle aree adiacenti*. In: LEONARDI G. & MIETTO P. (Eds.), *Dinosauri in Italia. Le orme dei Lavini di Marco (trentino) e gli altri resti fossili italiani*. Accademia Editoriale, Pisa - Roma: 275-295.

LEONARDI G. & LOCKLEY M. G. (1995) - *A proposal to abandon the ichnogenus Coelurosaurichnus Huene, 1941 - A junior synonym of Grallator E. Hitchcock, 1858*. J. Vert. Paleont., Abstract., **15**(3): 40(A).

LEZZERINI M. (2005) - *Mappatura delle pietre nella facciata della chiesa di San Frediano (Pisa, Italy)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., mem. Serie A, **110**: 43-50.

LISLE R. J. (1977) - *Estimation of tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers*. Geologie Mijnb., **56**: 140-144.

LOPANE F. (1949) - *Sull'età del riempimento della grotta del Pippi (Uliveto-Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **56**: 18-20.

LOSACCO U. (1959) - *Ricerche geologiche nella Toscana meridionale. I - Stratigrafia e tettonica del gruppo di M. Civitella-M. Elmo (Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., **78**(2): 12-43,

LOTTI B. (1881) - *Fossili del Verrucano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **3**: 94-101.

LOTTI B. (1888) - *Un problema stratigrafico nel Monte Pisano*. Boll. R. Comit. Geol. D'It., serie II, **9**: 1-2.

LOTTI B. (1908) - *A proposito di una nota di C. De Stefani su alcuni carreggiamenti locali recentemente supposti in Italia*. Boll. R. Comit. Geol. D'It., **39**: 42-44.

- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **13**: 484 pp.
- LOTTI B. & ZACCAGNA D. (1903) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Foglio 97, San Marcello Pistoiese (1ª edizione). R. uff. Geol., Roma.
- LUDWIG K. R., MOHS D. R., SIMMONS K. R., HALLEY R. B. & SHIN E. A. (1996) - *Sea-level records at ~ 80 ka from tectonically stable platforms: Florida and Bermuda*. *Geology*, **24**: 211-214.
- MALINVERNO A. & RYAN W. B. F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**: 227-245.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., ZATTIN M., BIGAZZI G., MARTIN S. & PIANA F. (2005) - *Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: insights from fission track thermochronology*. *Tectonics*, **24**: 1-23.
- MARCHETTI M. & TONGIORGI E. (1936) - *Ricerche sulla vegetazione dell'etruria Marittima, VII. Una torba glaciale del Lago Massaciuccoli (Versilia)*. *Nuovo Giornale botanico It.*, **43**: 28-38.
- MARCHI R. (2006) - *Le grotte del Monte Pisano*. Pacini Ed., Pisa: 192 pp.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) - *I bacini Neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 227-245.
- MARIOTTI C. (2000) - *Analisi della deformazione fragile, paleostress e implicazioni idrogeologiche del margine sud-occidentale dei Monti Pisani*. Tesi di laurea, Università di Pisa.
- MARRONI M., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia delle Colline Pisane*. *Quad. Mus. St. Nat. Liv.*, **11** (suppl. 1): 1-40.
- MARTINI I. P. & SAGRI M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristic of late Miocene-Quaternary extensional basin of Northern Apennines*. *Earth Science Reviews*, **34**: 197-233.
- MASINI R. (1926) - *Osservazioni geologiche fatte in occasione del traforo per la galleria di S. Giuliano nel Monte Pisano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **45**.
- MASSONNE & SCHREYER (1987) - *Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 212-224.
- MAZZANTI R. (1983) - *Il punto sul quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago della Toscana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **102**: 419-556.
- MAZZANTI R. (2000) - *Geomorfologia del bacino versiliese-pisano con particolare riferimento alla "Gronda dei Lupi", scarpata fossile che separa le Colline Livornesi, con i loro terrazzi eustatici, dalla pianura alluvionale di Pisa*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A*, **107**: 165-189.
- MAZZANTI R. & RAU A. (1994) - *La geologia*. In "La Pianura di Pisa e rilievi contermini: la natura e la storia". *Soc. Geog. It.*, **50**: 31-87.
- MAZZANTI R., PASQUINUCCI M. & SALGHETTI ORIOLI U. (1984) - *Il sistema secche della Meloria - porto Pisano. Geomorfologia e biologia marina in relazione ai reperti archeologici*. In: "1284 l'anno della Meloria", Pisa, 9-54
- MENCACCI P. (2001) - *Lucca, le mura romane*. Accademia Lucchese di Scienze, Lettere ed Arti, Studi e Testi LXVII.
- MENCACCI P. (2002) - *Lucca, le mura medievali (sec. XI - XIII)*. Accademia Lucchese di Scienze, Lettere ed Arti, Studi e Testi LXXV.
- MENCHELLI S. (1984) - *Contributo allo studio del territorio pisano: Coltano e l'area dell'ex Padule di Stagno*. *Studi classici e orientali*, **34**: 225-270.
- MENEGHINI G. (1881) - *Ammoniti del Lias medio*. *Atti Soc. Geol. Sci. Nat., Proc. Verb. II*, **4**, Pisa.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **70**: 95-382.
- MERLA G. (1969) - *Macigno del Chianti*. *Studi Illustrativi della Carta Geologica d'Italia, Formazioni geologiche*, **2**: 65-77, Roma.
- MEROLA D., RAGAINI L., SARTI G. & ZANCHETTA G. (2001) - *New stratigraphical data and sedimentological observations on the Plio-Pleistocene deposits of the lower Valdarno (Tuscany, Italy)*, *Geotitalia*, 3° Forum FIST, 2001-Sessione 9, **1**, 247.
- MINATI C. & D'ACHIARDI A. (1867) - *Dell'esistenza dell'uomo in epoca remota nei Monti pisani*. *Il Lavoro* 18. Pisa, 2 giugno 1867.
- MIRRI F. (1999) - *La collezione paleontologica della grotta di Cucigliana (M. Pisano): ricostruzione, riordinamento e revisione sistematica. Analisi dell'associazione faunistica*. Tesi non pubblicata, Università di Pisa.
- MOLLI G., GIORGETTI G. & MECCHERI M. (2000) - *Structural and petrological constraints on the tectono-metamorphic evolution of the Massa Unit (Alpi Apuane, NW Tuscany, Italy)*. *Geol. Jour.*, **35**: 251-264.
- MOLLI G., GIORGETTI G. & MECCHERI M. (2002) - *Tectono-metamorphic evolution of the Alpi Apuane Metamorphic Complex: new data and constraints for geodynamic models*. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. **121**, spec. 1: 789-800.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1983) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali del Nord Appennino, 2 - Macigno s.s. e Pseudomacigno*. *Nuovi dati cronostatigrafici e loro implicazioni*. *Mem.*

Soc. Geol. It., **25**: 185-217, Roma.

MONTARIO M. J., GARVER J. I. & MARSELLOS A. (2008) - *Annealing of radiation damage in a Greenville zircon, from the eastern Adirondacks, NY State*. In: Garver J. I. & Montario M. J. (Eds.), *Proceedings from the 11th International Conference on thermochronometry*, Anchorage Alaska, Sept. 2008.

MONTOMOLI C. (2002) - *Evoluzione termobarica del complesso metamorfico dei Monti Pisani (Appennino Settentrionale) e inclusioni fluide: dati preliminari*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. serie A, **108**: 21-26.

MONTOMOLI C. (2002) - *Vein development and fluid inclusion data: insight on the evolution of the Tuscan Nappe in the Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., volume speciale n°1, 801-817.

MONTOMOLI C., CAROSI R. & PERTUSATI P. C. (2009) - *Tectonic history of the Monti dell'Uccellina range, southern Tuscany (Italy)*. Ital. J. Geoscience, **128**: 515-526.

MONTOMOLI C., RUGGIERI G., BOIRON M. C. & CATHELINÉAU M. (2001) - *Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusion study*. Tectonophysics, **341**: 121-139.

MOORE P. D. & WEBB J. A. (1978) - *An illustrated guide to pollen analysis*. Hodder and Stroughton, London.

MORATTI G., SANI F., POCCIANI C. & ROSSELLI S. (1989) - *Analisi strutturale della zona di Gorfogliano (Alpi Apuane Settentrionali)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 225-267.

MUCCI A. M., PELLEGRINI M. & MANTOVANI M. P. (1968) - *Le serie stratigrafiche di La Spezia e dei Monti d'Oltre Serchio*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 195-225.

NARDI R. (1963) - *Sul ritrovamento di nummuliti nello "pseudomacigno" del versante nord-orientale delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **82**: 2.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL (NRC) (2002) - *Abrupt climate changes: inevitable surprises*. National Academy Press, Washington, D.C.

NERI F. N. (1892) - *Monografia dei fossili del calcare bianco ceroidale del Monte di San Giuliano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **8**: 95-98

NIEDERMAYR G., MULLIS J., NIEDERMAYR E. & SCHRAMM J. M. (1984) - *Zur Anchimetamorphose permo-skytischer Sedimentgesteine im westöichen Grauzug, Kärnten-Osttirol (Österreich)*. Geol Rundsch., **73**: 207-221.

NISI F. M., DEVOTI S., GABELLINI M., SILENZI S., PUGLISI C. & VERRUBBI V. (2003) - *Acquisizione di dati territoriali per la valutazione del rischio da risalita del mare in Versilia*. In: Studi Costieri - Dinamica e difesa dei litorali. Gestione integrata della fascia costiera, **6**: 91-131.

ORLANDI P. & FRANZINI M. (1994) - *I minerali del marmo di Carrara*. Ed. Amilcare Pizzi, Cassa di Risparmio di Carrara, 109 pp.

ORTON G. J. & READING H. G. (1993) - *Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size*. Sedim., **40**: 475-512.

PAGLIAZZI L., SANI M. & TAMBURINI L. (1994) - *Sedimentary structures in the "Versilia Breccias" (Apuane Alps, Northern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It. **48**: 109-113.

PANDELI E. (2002) - *Sedimentary-Tectonic evolution of the Tuscan area (Northern Apennines, Italy) from late «Autunian» to Carnian*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. spec., **1**: 251-262.

PANDELI E., DECANDIA F. A. & TONGIORGI M. (2004) - *The Paleozoic basement through the 500 ma history of the Northern Apennines*. In: GUERIERI L., RISCHIA I. & SERVA L. (eds.), *Excursion Guidebook of the «32nd International Geological Congress Italy 2004»*, 1 (from B01o B30), B05 Pre-Congress Field Trip Guide. Apat, Roma, 36 pp.

PANDELI E., DOMINICI S., LANDI DEGLI-INNOCENTI V., CIOPPI E. & TANGOCCHI F. (2008) - *Marine fossils in the Late Carboniferous metasediments of the Pisani Mountains (Tuscany, Italy)*. Boll. Soc. Geol., **127**: 559-565.

PANDELI E., GIANNELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F. M. (1994) - *The Paleozoic basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and alpine Hydrothermal Processes*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 627-654.

PAPPALARDO M. & PUTZOLU (1995) - *Le "Sassaie" dei Monti Pisani: "colate di pietra" tipiche dell'ambiente periglaciale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, **101**: 323-342.

PASCUCCI V. (2005) - *Neogene evolution of the Viareggio Basin, Northern Tuscany (Italy)*. GeoActa, **4**: 123-138.

PASSCHIER C. & TROUW R. (2005) - *Microtectonics*. Springer Verlag: Berlin-Heidelberg-New York. 366 pp.

PATACCA E., RAU A. & TONGIORGI M. (1973) - *Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. A, **80**: 126-161.

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.

- PECCIANTI P. (2000) - *Il Margine sud-occidentale dei Monti Pisani: studio della defromazione fragile, interpretazioni geofisiche e relazioni con il sistema idrotermale di San Giuliano Terme*. Tesi di laurea, Università di Pisa.
- PELLOUX A. (1929) - *Sopra alcuni minerali della regione marmifera del massese nelle Alpi Apuane*. Atti Accademia Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **10**: 19-24
- PERTUSATI P. C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 587-603.
- PILLA L. (1847) - *Notice sur le calcaire rouge ammonitifère de l'Italie*. Bull. Soc. géol. France, ser. 7, **2**(4): 1062-1083, Paris.
- POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P. (1999) - *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 204 pp., Tulsa.
- POSAMENTIER H. W. & VAIL P. R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models*. In: Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H. W., Ross C. A. and Van Wagoner J. C. (eds.) *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **42**: 125-154.
- RAMSAY J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mac Graw Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY J. G. & LISLE R. (2000) - Application of continuum mechanics in structural geology. The technique of modern structural geology. Vol. **3**: 587-603.
- RASMUSSEN S. O., VINTHER B. M., CLAUSEN H. B. & ANDERSEN K. K. (2007) - *Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores*. Quat. Sc. Rev., **26**: 1907-1914.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1965) - *A proposito di un presunto "Orthoceras" dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. A, **72**: 715-719.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1966a) - *I Lamellibranchi triassici del Verrucano dei Monti Pisani. Nuova revisione*. Paleont. It., **61**: 187-234.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1966b) - *Considerazioni preliminari sulla parte meridionale dei Monti Pisani (versante SW)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: 300-314.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1968a) - *Formazione della Verruca*. Studi III. Carta Geol. d'It., Formazioni Geologiche, **1**: 19-33.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1968b) - *Quarziti del Monte Serra*. Studi III. Carta Geol. d'It., Formazioni Geologiche, **1**: 41-56.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1969) - *Il lembo mesozoico di Caprona- Uliveto Treme sul margine meridionale dei Monti Pisani: tettonica e cenni di stratigrafia*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 1-24.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1970) - *Tane ad U fossili del genere Corophioides negli "Scisti Verdi" (Carnico Inferiore) dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, **77**: 92-101.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1974) - *Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della valle del Guappero*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 227-408
- REDI F. (1981) - *Opere di bonifica dei terreni agricoli nel territorio pisano-lucchese a cavallo fra i secc. XIII e XV*. In: *Atti dell'VIII convegno internazionale di studi. «Civiltà ed economia agricola in Toscana nei secc. XIII- XV: problemi della vita delle campagne nel tardo Medioevo»*. Centro italiano di studi di storia ed arte, 325-348.
- REILLE M. (1992) - *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de botanique historique et palynologie, Marseille, France.
- REIMER P. J., BAILLIE M. G. L., BARD E., BAYLISS A., BECK J. W., BERTRAND C. J. H., BLACKWELL P. G., BUCK C. E., BURR G. S., CUTLER K. B., DAMON P. E., EDWARDS R. L., FAIRBANKS R. G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T. P., HOGG A. G., HUGHEN K. A., KROMER B., MCCORMAC F. G., MANNING S.W., RAMSEY C. B., REIMER R. W., REMELE S., SOUTHON J. R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F. W., VAN DER PLICHT J., & WEYHENMEYER C. E., (2004) - *Int Cal04 terrestrial radiocarbon age calibration*. Radiocarbon, **46**: 1029-1058.
- REUTTER K. J., TEICHMULLER M., TEICHMULLER R. & ZANZUCCHI G. (1980) - *Le ricerche sulla carbonificazione dei frustoli vegetali nelle rocce clastiche, come contributo ai problemi di paleogeotermia e tettonica nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 11-126.
- RICCI LUCCHI M. (2008) - *Vegetation dynamics during the Last Interglacial-Glacial cycle in the Arno coastal plain (Tuscany, western Italy): location of a new tree refuge*. Quat. Sc. Rev., **27**: 2456-2466.
- ROMAGNOLI L. (1957) - *Sondaggi a -200m di profondità nel Quaternario recente presso Pisa studio delle facies attraversate e considerazioni sulla sedimentazione costiera a carattere ciclico*. Boll. Soc. Geol. It., **76/2**: 1-14.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., JOLIVET L., FUNICELLO R., TECCE F. & BRUNET C. (1999) - *Syn-versus and post-orogenic extension: the case study of Giglio Island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Tectonophysics, **304**: 73-92.
- RUIZ F., GONZALEZ-REGALADO M. L., BACETA J. I., MENEGAZZO-VITTURI L., PISTOLATO M., RAMPAZZO G. & MOLINAROLI E. (2000) - *Los ostrácodos actuales de la laguna de Venecia (NE de*

Italia). *Geobios*, **33**: 447-454

SALVADOR A. (1987) – *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**: 232-237.

SALVADOR A. (1994) – *International Stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (eds.) pp. 214.

SANI F. (1985) – *Le breccie della Versilia tra successione toscana metamorfica e Falda Toscana nell'area di Casoli-Metato (Apuane meridionali)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **8**: 25-29.

SANTINI D. (2004) – *Studio geomeccanico ed analisi di stabilità del fronte della cava di Caprona (Vicopisano, PI)*. Tesi di Laurea ined., Univ. Pisa: 188 pp.

SARTI G., AGUZZI M., AMOROSI A., RICCI LUCCHI M., VAIANI C. S. & CEREGATO A. (2005) – *Studio stratigrafico deposizionale dei depositi di sottosuolo del valdarno inferiore finalizzato alla definizione geometrica degli acquiferi: relazione finale*. Protocollo d'intesa per l'acquisizione di dati geologici del sottosuolo della pianura d'Arno a valle di Montelupo fiorentino finalizzati ad una migliore conoscenza delle falde acquifere tra: Provincia di Pisa, Autorità di bacino del fiume Arno, Acque ingegneria s.r.l., Prov. Pisa, aut. Bacino F. Arno. Aut. di Bacino Arno, 52 pp.

SARTI G., AMOROSI A., GIACOMELLI S. & ROSSI V. (2009) – *Multi-layered aquifers from the subsurface of the Arno coastal plain (Tuscany, Italy)*. *Geoitalia*, 9° Forum FIST 2009, Sessione W9, 58.

SARTI G., BERTONI D., CIULLI L. & CONSOLONI I. (2008a) – *Attività di studio e di ricerca a supporto degli interventi sperimentali di recupero, protezione e monitoraggio del sistema dunale del tratto costiero della Provincia di Pisa*. Provincia di Pisa, Università di Pisa. Terzo rapporto di avanzamento), 58 pp.

SARTI G., BERTONI D., CIULLI L., CONSOLONI I. & GIACOMELLI S. (2008b) – *Threefold research aimed at the reconstructio of an artificial dune (Migliarino-S.Rossore-Massaciuccoli National Park, Pisa, Tuscany, Italy. preliminary data*. *Geosed, Bari*, **1**: 117.

SARTI G. & GUIDI R. (2005) – *Il potenziale di applicabilità delle unità stratigrafiche a limiti inconformi nella cartografia geologica del Quaternario: l'esempio della fascia costiera compresa fra Livorno e Piombino (Toscana, Italia)*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A*, **110**, 73-80.

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

SARTI G., TESTA G. & ZANCHETTA G. (2008d) – *A new stratigraphic insight of the late Pliocene-lower Pleistocene cycles of the lower Valdarno (Tuscany, Italy)*. *GeoActa*, **7**: 27-41.

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

SARTORI R. (1989) – *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. *Giornale di Geologia*, **51**: 1-30.

SASSI F. P. (1972) – *The petrological and geological significance of the b0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps*. G. Tschermaks (Eds), *Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **18** (2): 105-113.

SASSI F. P. & SCOLARI A. (1974): *The b0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**: 143-152.

SAVI P. (1832) – *Osservazioni geognostiche sui terreni antichi toscani, concernenti specialmente i Monti Pisani, le Alpi Apuane e la Lunigiana*. *Nuovo Giorn. Letterati*, **24**, Pisa.

SAVI P. (1832) – *Lettera al Sig. G. Guidoni di Massa concernente osservazioni geognostiche su i terreni antichi toscani*. *Nuovo giornale dei letterati*, **24**: 202-224.

SAVI P. (1846) – *Sulla costituzione geologica dei Monti Pisani*. *Tip. Rocco Vannucchi*: 3-71, Pisa.

SAVI P. & MENEGHINI G. (1851) – *Considerazioni sulla geologia stratigrafica della Toscana*. In: MURCHISON R. I.: *Struttura geologica delle Alpi, degli Appennini e dei Carpaesi*. Ed. Stamperia Granducale, Firenze, 279-521.

SCHIAFFINO L. & TONGIORGI M. (1962) – *Stratigrafia del Verrucano dei Monti Pisani*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A*, **69**: 2.

SEGRE A. G. (1955) – *Nota sulla idrografia continentale e marina*. In: *Note illustrative della carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 111 Livorno*. 20-26, *Serv. Geol. Italiano*, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) – *Carta geologica d'Italia 1:50.000 – Guida al rilevamento*. Quaderni, Serie III, 1/1992.

SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) – *Benthic Foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. *Boll. Soc. Paleon. It.*, **32**: 145-264.

SHACKLETON N. J. & OPDYKE N. D. (1973) – *Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of*

equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. Quat. Res., **3**: 39-55.

SHANLEY K. W. & MC CABE P. J. (1994) - *Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata.* Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **78**: 544-568.

SHANLEY K. W., MC CABE P. J. & HETTINGER R. D. (1993) - *Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation.* Sedim., **39**: 905-930.

SHIMAMOTO T. & IKEDA Y. (1976) - *A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. I basic theory.* Tectonophysics, **36**: 315-337.

SIDDALL M., ROHLING E. J., ALMOGI-LABIN A., HEMLEBEN C., MEISCHNER D., SCHMELZER I. & SMEED D. A. (2003) - *Sea-level fluctuations during the last glacial cycle.* Nature, **423**: 853-858.

SIRIGU I. & TONGIORGI M. (1997) - *Nuove impronte dinosauriane nel triassico superiore dei Monti Pisani.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **103**: 223-229.

STAUB R. (1932) - *Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins.* Vierteljahrsh. Naturf. Ges., **77**: 184-248.

STERNER S. M. & BODNAR R. J. (1989) - *Synthetic fluid inclusions- VII Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift.* J. Metam. Geol., **7**: 243-260.

STOCKMARR J. (1971) - *Tablets with spores used in absolute pollen analysis.* Pollen et spores, **13**: 615-621.

STORTI F. (1995) - *Tectonics of the Punta Bianca promontory: Insights for the evolution of the Northern Apennines - Northern Tyrrhenian Sea basin.* Tectonics, **14**: 832-847.

STUIVER M., GROOTES P. M. & BRAZUNAS T. F. (1995) - *The GISP2 d18O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes.* Quat. Res., **44**: 341- 54.

SWIFT D. J. P. (1968) - *Coastal erosion and trasgressive stratigraphy.* J. Geol., **76**: 444-456.

TAGAMI T., GALBRAITH R. F., YAMADA R. & LASLETT G. M. (1998) - *Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications.* In: *Advances in Fission-Track Geochronology. A selection of papers presented at the International Workshop on Fission-Track Dating.* 26-30 August 1996, Gent, Belgium. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 99-112.

TARGIONI & TOZZETHI G. (1774) - *Relazione d'alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali, e gli antichi monumenti di essa.* Firenze.

TAVANI G. (1942) - *Depositi pliocenici marini rimaneggiati nelle breccie ossifere dei Monti d'oltre Serchio (Pisa).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **51**: 36-40.

TAVANI G. (1951) - *Depositi pliocenici marini rimaneggiati nel Monte Pisano.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **58**: 1-5.

TEICHMUELLER R. & SELZER G. (1931) - *Vergleichende Übersicht über das Paläozoikum von Toskana und Korsika und seine Beziehungen zu variscischen Faltungen und Intrusionen.* In: TEICHMUELLER R. - *Zur geologie des Tyrrhenisgebietes.*, Abh. d. Ges. d. wissen. zu Göttingen, math. Phys. klasse, III, **13**: 951-980.

THEYE T., REINHARDT J., GOFFÉ B., JOLIVET L. & BRUNET C. (1997) - *Ferro- and magnesio-carpholite from the Monte Argentario (Italy): First evidence for high-pressure metamorphism of the metasedimentary Verrucano sequence, and significance for PT path reconstruction.* Eur. J. Mineral., **9**: 859-873.

THIESSEN R. L., & MEANS W. D. (1980) - *Classification of fold interference patterns: a re-examination.* J. Struct. Geol., **2**: 311-326.

THOMAS E. R., WOLFF E. W., MULVANEY R., STEFFENSEN J. P., JOHNSEN S. J., ARROWSMITH C., WHITE J. W. C., VAUGHN B. & POPP T. (2007) - *The 8.2 kyr event from Greenland ice cores.* Quat. Sc. Rev., **26** (1-2): 70-81.

TILLMANN N. (1930) - *Zum Bau der Montagnola Senese.* Zeitschr. D. Deutsch. Geol. Ges., **81**.

TOMMASI A. (1886) - *I Fossili degli strati più antichi della Verruca.* In: Tommasi A., Note paleontologiche. Boll. Soc. Geol. It., **4**: 199-222.

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

TONGIORGI M. (1980) - *Orme di tetrapodi dei Monti Pisani.* In: I vertebrati fossili italiani. Catalogo della Mostra Verona, 77-94.

TONGIORGI M., RAU A. & MARTINI I. P. (1977) - *Sedimentology of early-alpine, fluvio-marine clastic deposits (Verrucano triassic) in the Monti Pisani (Italy).* Sed. Geology, **17**: 311-332.

TOURET J. L. R. (2001) - *Fluids in metamorphic rocks.* Lithos, **55**: 1-25.

TREVISAN L. (1955) - *Il Trias della Toscana ed il problema del Verrucano triassico.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, **62**: 1.

TREVISAN L. & TONGIORGI E. (1953) - *Le acque del sottosuolo della regione pisana.* La Provincia

Pisana, 9-10.

- TREVISAN L., BARBERI F., ELTER P., GIGLIA G., RAU A. & TONGIORGI M. (1965) - *Symposium sul Verrucano. Guida alle escursioni in Toscana*. Tip. Pacini e Mariotti, Pisa.
- TREVISAN L., BRANDI G. P., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1971) - *Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 105 Lucca*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, Direzione Generale delle Miniere, Servizio Geologico d'Italia, 1-51.
- TREVISAN L., BRANDI G., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1971) - *Foglio 105, Lucca*. Note III. Carta Geol. D'It. 52 pp, Cava dei Tirreni.
- TREVISAN L., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., SQUARCI P. & TAFFI L. (1968a) - *Foglio 104, Pisa*. Note III. Carta Geol. D'It. 41 pp, Napoli.
- TREVISAN L., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., SQUARCI P. & TAFFI L. (1968b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. F° 104. Pisa*. Servizio Geologico Nazionale, Roma.
- UGOLINI P. R. (1899) - *Molluschi continentali fossili nella terra rossa di Agnano nel Monte Pisano*. Boll. Soc. Geol. It., **18**(2): 71-75.
- UGOLINI P. R. (1902) - *Resti di Ursus spelaeus Blumb. nelle breccie ossifere di Uliveto*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **13**: 26-27.
- UGOLINI P. R. (1905) - *Descrizione geologica dei Monti d'Oltre Serchio*. Ann. Tosc. XXV, Pisa.
- VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M., CAMPION K. M. & RAHMANIAN V. D. (1990) - *Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlations of time and facies*. American Association of American Petroleum Geologists. Methods in Exploration 7 Barbara H. Lidtz, Tulsa.
- VELDE B. (1965) - *Phengite micas: synthesis, stability and occurrence*, Americ. Journ. Science, **263**: 896-913.
- VELDE B. (1967) - *Si⁴ content of natural phengites*. Contrib. Mineral. Petrol., **14**: 250-258.
- VINASSA DE REGNY P. (1906) - *Fossili retici di Caprona (M. Pisano)*. Boll. Soc. Geol. It., **25**(3): 825-845.
- VINASSA DE REGNY P. (1933) - *I fossili e l'età dei calcari marmorei toscani*. Boll. Soc. Geol. It., **52**(1): 181-206.
- VITIK M. O. & BODNAR R. J. (1995) - *Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction*. Contr. Mineral Petrol., **121**: 309-323.
- WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J. C., MCMANUS J. F., LAMBECK K., BALBON E. & LABRACHERIE M. (2002) - *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records*. Quat. Sc. Rev., **21**: 295-305.
- WEAVER C. E. & BTOEKSTRA B. R. (1984) - *Illite-Mica in "Shale-slate metamorphism*. In: Southern Appalachians, eds. C.E. Weaver et alii, Development in Sedimentology 10, Elsevier, Amsterdam, 67-97.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Descrizione geologica delle Alpi Apuane*. Mem. descr. Carta Geol. d'It., XXV, Roma.
- ZAITLIN B. A., DALRYMPLE R. W. & BOYD R. (1994) - *The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change*. - In: Dalrymple R.W., Boyd R., Zaitlin B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Spec. Publ., **51**: 45-60.
- ZANCHETTA G. & MAZZA P. (1996) - *Anancus arvernensis reminds from the basal portion of the Arctic isalndica-bearing marine deposits of Lower Valdarno*. Boll. Soc. Geol. It., **115**:105-113.
- ZANCHETTA G., BONADONNA F. P., ESU D., GRASSI R., LEONE G. & MAZZA P. (1998) - *Stratigraphic and palaeontologic aspect of middle Pleistocene continental deposits from the lower Valdarno (Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It. **117**: 113-132.
- ZANCHETTA G. (1995) - *Nuove osservazioni sui depositi esposti sul fianco sud-orientale delle colline delle Cerbaie (Valdarno inferiore, Toscana)*. Il Quaternario, **8**(2): 291-304.

PROGETTO

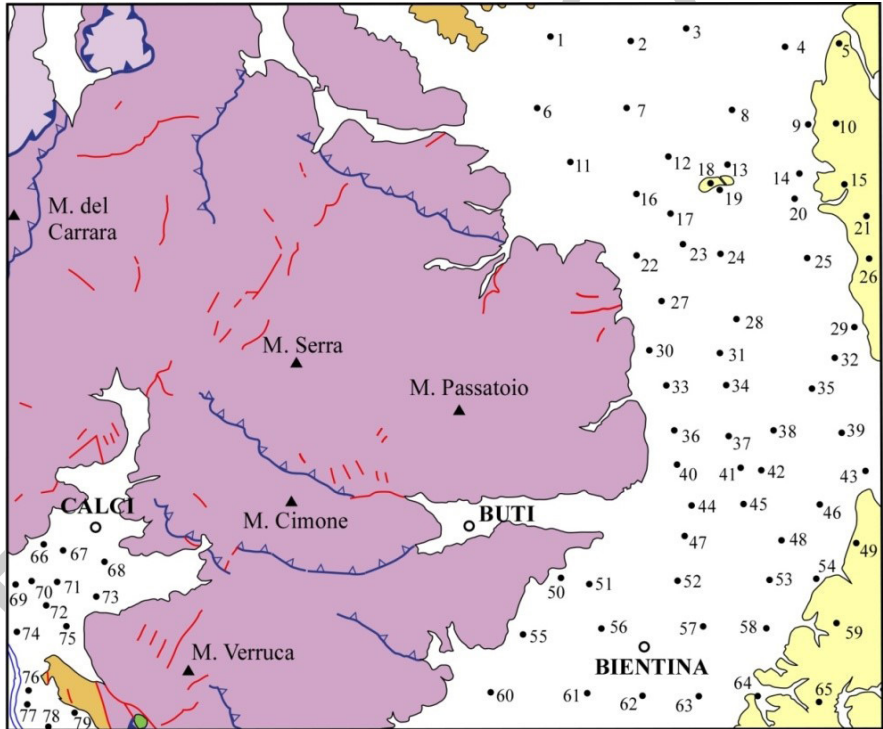
CARG

PROGETTO

CARGO

APPENDICE 1
TRIVELLATE A MANO

Localizzazione delle trivellate nella Sezione 273 I - Buti



- DEPOSITI PLEISTOCENICI
- BRECCIE POLIGENICHE (?)PLEISTOCENICHE

- Dominio Toscano**
- FALDA TOSCANA
- UNITA' DI S. MARIA DEL GIUDICE
- UNITA' DEL MONTE SERRA

- Contatti tettonici principali
- Contatti tettonici secondari
- Faglie
- 63• Trivellate a mano
(profondità massima 2 m)

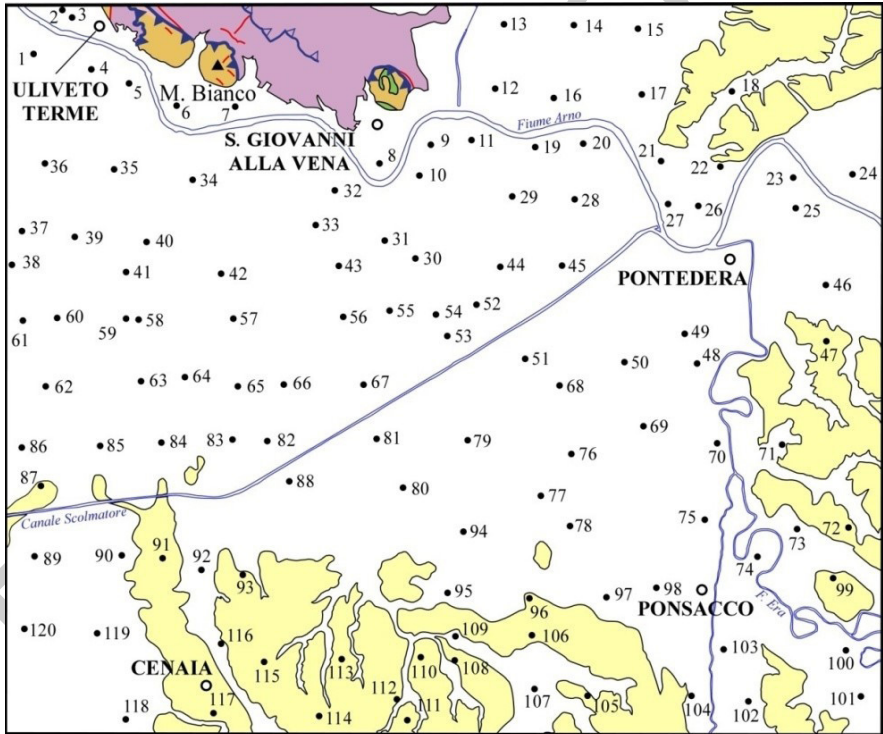


ID	Località	Profondità (m)	Granulometria	Colore	Note
1	Quattro Poderi	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
2	Colmo dei Bicchi	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	piccoli ciottoli sparsi a 1,20 m
3	Gronda delle Canne	fino a 1,80 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
4	Tazzera	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
5	Borgovalle	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
6	Pian di Veneglia	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
7	Chiarone	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,60 m
8	Lago di Bientina	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
9	In Gronda	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
10	Orentano	fino a 1,90 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
11	Colle di Compito	fino a 1,60 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	10 YR 5/4	acqua a 1,60 m
12	Gherardesca	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	piccoli ciottoli sparsi a 1,20 m
13	Casa dell'Isola 1	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
14	Seri	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
15	Seri 2	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
16	Badia di Castelvecchio	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
17	Piano di Castelvecchio	fino a 2,00 m	Sabbie medie	10 YR 5/4	materiale organico
18	Casa dell'Isola 2	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
19	Casa dell'Isola 3	fino a 1,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
20	Fosso Confine	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
21	Corte Nardoni	fino a 1,90 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
22	Sottopompeo	fino a 2,00 m	Sabbie medie	10 YR 5/4	
23	Bottaccio	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,10 m
24	Controfosso destra	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
25	Lago di Bientina	fino a 1,90 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
26	Bandini	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
27	Tiglio	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico

28	Ponte del Tiglio	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
29	Il Grugno	fino a 1,70 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
30	Le Piastraie	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	materiale organico
31	Rio Ponticelli	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
32	Dogana del Grugno	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
33	Fosso della Schiantata	fino a 1,90 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
34	Centro agricolo Ovoricchi	fino a 1,80 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
35	Fosso di confine	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
36	Sandroni	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 2,00 m	Argilla	10 YR 5/4	piccole lenti di silt
37	Fosso della Presellina	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
38	C. Puntone	fino a 1,80 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
39	Rio di Vaiano	fino a 1,90 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
40	La Tura	fino a 1,80 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
41	A. A. Pratogrande	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
42	C. Pacini	fino a 1,90 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
43	Rio Viale	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico. Intercalazioni con BCE da 1.00m
44	P.S. Maria	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
45	Puntone	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
46	Fosso della Grondaccia	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
47	P. di Pratogrande	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	localmente piccoli ciottoli
48	La Simona	fino a 1,60 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
49	Vaiano	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
50	Rio Magno	fino a 2,00 m	Sabbie medie	10 YR 5/4	localmente piccoli ciottoli
51	Le Risaie	fino a 1,00 m	Argilla torbosa-nera	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
52	Fattoria Querci	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
53	Vannino	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
54	Il Pollino	fino a 0,80 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico

		fino a 1,80 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
55	Il Termine	fino a 1,90 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
56	Bientina	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
57	La Croce	fino a 1,90 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
58	Fungaia	fino a 1,00 m	Argilla torbosanera	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
59	La Palazzina	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
60	Ronchetti	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
61	Case Sardina	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
62	Bientina 2	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
63	Zarellone	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
64	C. Botra	fino a 0,70 m	Sabbie medie	10 YR 5/4	piccoli ciottoli sparsi
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
65	S. Colomba	fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
66	P. Santo Stefano	fino a 1,80 m	Sabbie a ghiaie	10 YR 5/4	
67	Pettinini	fino a 1,70 m	Sabbie a ghiaie	10 YR 5/4	
68	La Salita	fino a 1,80 m	Sabbie a ghiaie	10 YR 5/4	
69	Pescante	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
70	Lungomonte	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
	La Corte	fino a 1,60 m	Sabbie a ghiaie	10 YR 5/4	
71	P. Zambra	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
72	Cappetta	fino a 2,00 m	Sabbie a ghiaie	10 YR 5/4	
73	Santa Giulia	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
	Montemagno	fino a 1,60 m	Sabbie e ciottoli	10 YR 5/4	
74	Colmatella	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
75	La colmata	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
76	La colmata 2	fino a 1,50 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
77	Sant'annunziata	fino a 1,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	

Localizzazione delle trivellate nella Sezione 273 II - Pontedera



- DEPOSITI PLEISTOCENICI
 - BRECCIE POLIGENICHE (?)PLEISTOCENICHE
- Dominio Toscano**
- FALDA TOSCANA
 - UNITA' DEL MONTE SERRA

- Contatti tettonici principali
 - Contatti tettonici secondari
 - Faglie
- 63 • Trivellate a mano
(profondità massima 2 m)



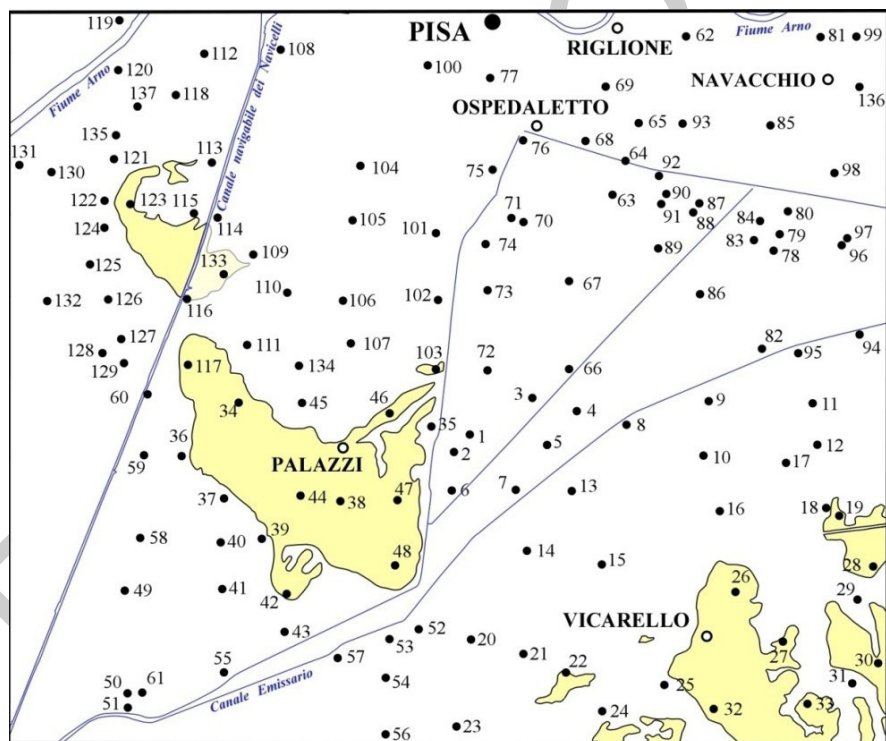
ID	Località	Profondità (m)	Granulometria	Colore	Note
1	Laiano di Sotto	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
2	La Colmata	fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
3	Cimitero di Uliveto	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
4	San Casciano	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
5	Barca Noce	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
6	Piana di Noce	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,30 m
7	Chiusino	fino a 0,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,30 m
		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
8	Il Piaggione	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	materiale organico
9	Le piagge	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
10	Fornacette	fino a 1,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	livelli argillosi
		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
11	C. Novi	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
12	C. Santa Maria	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
13	Pian di Vico	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
14	C. Arganini	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
15	C. Brachini	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
16	Zarellone	fino a 0,60 m	Sabbie e ghiaie	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
17	La Paduletta	fino a 0,60 m	Sabbie e ghiaie	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Ciottoli sparsi in matrice sabbiosa	Rosso	piccoli livelli limoso/sabbiosi
18	I Moretti	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
19	Le Piagge	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
20	P. Cannoncino	fino a 1,60 m	Sabbie e ghiaie	10 YR 5/4	
21	Poderino	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
22	Il Casone	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
23	La Navetta	fino a 0,60 m	Sabbie e ghiaie	10 YR 5/4	
24	La Scafa	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
25	Tabaccaia	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
26	Villa Aulla	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
27	Montecchio	fino a 1,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	materiale organico
		fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
28	La Sassa	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
29	Chiesino Collodi	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
30	Fornacette	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
31	Pardossi	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	materiale organico
32	Pioppacci	fino a 0,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	livelli argillosi

		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
33	Cascina Est	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
34	Casagliero	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	livelli argillosi
35	Marciana	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	livelli argillosi
		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
36	Bartalino	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
37	Il Castagno	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
38	Casa Gioli	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
39	Casa Bruschetto	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
40	Casa Mori	fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
41	Spazzavento	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	materiale organico
42	Ciuppelo	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	acqua a 0,30 m
43	C. Via di Corte	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
44	Casa Pescioli	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
45	C. Martinelli	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
46	Capannone	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
47	Maltagliata	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
48	Poggio al vento inferiore	fino a 2,00 m	Sabbie medie	7,5 YR 7/8	concrezioni
49	C. Travalda	fino a 1,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
50	Cimitero di Pontedera	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
51	P. Cherichello	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
52	Rotina	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	materiale organico
53	Badia	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
54	Scolmatore	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	materiale organico
55	Podere del Diavolo	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
56	Podere la Neve	fino a 1,20 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
57	C. Picchi	fino a 0,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	mat. organico
58	C. Ghiara	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
59	C. Cavallini	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	mat. organico
60	Pozzale	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
61	Fossi Vecchi	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
62	Chiesanuova	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
63	Pod. Solaiola	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
64	La Fonte	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
65	C. San Martino	fino a 1,80 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
66	P. Capricciana	fino a 1,90 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
67	Remaggi	fino a 1,70 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico

68	In Trecciata	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
69	Casella deo preposto	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
70	Gabbiano	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
71	Val di Cava	fino a 0,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 1,60 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
72	La Ripa	fino a 0,20 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
		fino a 1,60 m	sabbie limose	giallo\ arancio	ciottoli
73	Il Santo	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
74	C. Uomomorto	fino a 0,75 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 1,80 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
75	Sant'Andrea	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
76	Ponsacco	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
77	Le Melorie	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
78	Pod. Sant'Eugenio	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
79	Gello di Lavaiano	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
80	Fattoria di Gello	fino a 1,80 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
81	Stradiola	fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
82	Gello	fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
83	Polveriera	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	mat. organico
84	Il Puntone	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
85	Palmerino	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
86	Burello	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
87	C. Simonelli	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
88	Greccianello	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
89	Le Lenze	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
90	Immaginata	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
91	Le Polle	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
92	I Campi Lunghi	fino a 1,20 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
		fino a 1,30 m	Argille	grigio perla	
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
93	Torrente Crespina	fino a 1,20 m	Sabbie	10 YR 5/4	limo subordinato
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
94	Santa Lucia	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
95	Casa Paduletta	fino a 1,30 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
96	Le Querciole	fino a 1,30 m	Limo argilloso	5YR 4/3	mat. organico

		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
97	Lavaiano	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
98	Il Tavolino	fino a 1,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
		fino a 1,60 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
99	P. Stradone	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
100	C. Cipolle	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
101	Il Casino	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
102	Contrada Conca	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
103	Santa Caterina	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	ciottoli sparsi
104	Pian di Camugliano	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	ciottoli sparsi
105	Contrada Camugliano	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	ciottoli sparsi
106	C. Terrabianca	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	ciottoli sparsi
107	Fattoria del Poggino	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	ciottoli sparsi
		fino a 2,00 m	ghiaie	arancio	
108	C. San Giorgio	fino a 1,60 m	Ghiaie	rosso	livello di sabbia a 0,80
109	P. dell'Olmo	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
110	Le Colmate	fino a 1,60 m	Sabbie	giallo	materiale organico
111	Scopicci	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
112	Ferriole	fino a 0,30 m	Sabbie	giallo	materiale organico
		fino a 1,80 m	Limo sabbioso	giallo	concrezioni
113	Villa Elmira	fino a 1,90 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
114	Le Casine di Perignano	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
115	Sposino	fino a 1,00 m	Sabbie	10 YR 5/4	limo subordinato
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
116	Casa Bellucci	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
117	Porcareccia	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
118	Pod. Della Valle	fino a 1,20 m	Sabbie	10 YR 5/4	limo subordinato
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
119	C. Punta	fino a 1,20 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
		fino a 1,30 m	Argille	grigio perla	
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
120	I Puntoni	fino a 1,90 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
121	La Piaggia	fino a 1,20 m	Sabbie	10 YR 5/4	limo subordinato
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
122	Pugnano	fino a 1,00 m	Sabbie	10 YR 5/4	limo subordinato
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
123	Cenaia	fino a 1,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
		fino a 1,20 m	Argille	grigio perla	
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni
124	Pod. Casa nuova	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	concrezioni

Localizzazione delle trivellate nella Sezione 273 III - Vicarello



 DEPOSITI PLEISTOCENICI

63 • Trivellate a mano
(profondità massima 2 m)

0 1 2 km



ID	Località	Profondità (m)	Granulometria	Colore	Note
1	Prati di Campodolmo	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
2	Prati di Campodolmo	fino a 1,20 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 0,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	acqua a 0,60 m
3	Montacchiello	fino a 1,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
4	Foss. delle Sedici	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	acqua a 1,50 m
5	Contrada le Sedici	fino a 1,70 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	
6	Fosso Torale	fino a 1,20 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 0,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	acqua a 0,60 m
7	Fosso Nugolaio	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	mat. organico
8	C. Pontalto	fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
9	Pod. Cipressi	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
10	Tremolese	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
11	Neri	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
12	Pod. Fossa Nuova	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
13	Punta degli Alessandrini	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
14	Il Faldo	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
15	Il Faldo	fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
16	Colmata di scotto	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
17	Grillai	fino a 1,20 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
		fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
18	Pod. Colmata I	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
19	Pod. Colmata I	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
20	Torrente Tora	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
21	Mortaiolo Nord	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
22	Mortaiolo	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni

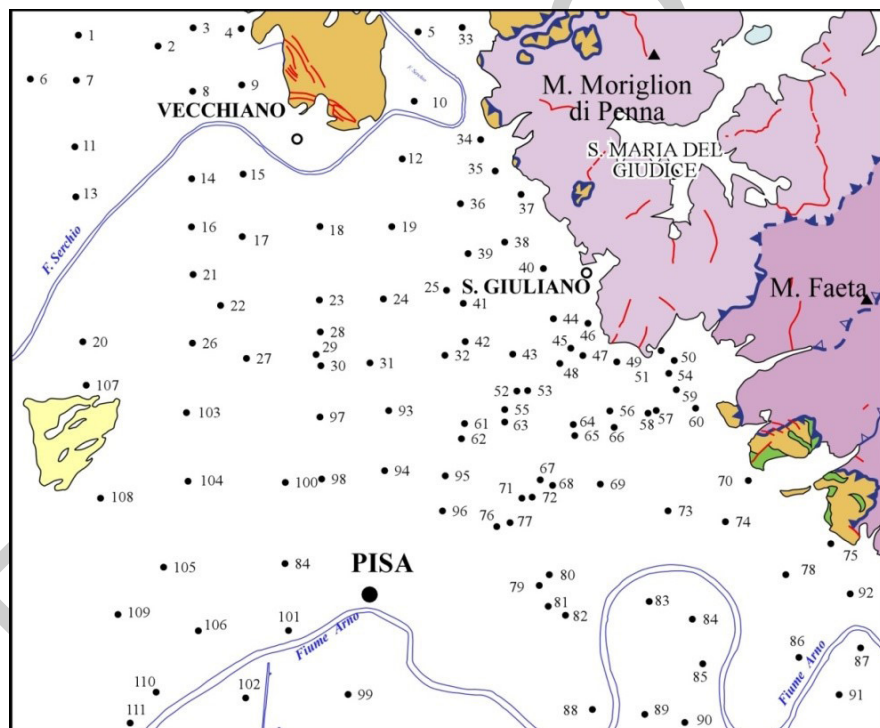
23	Poggiolitone	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
24	Pod. San Leopoldo	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
25	Le Murrelle	fino a 1,50 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
		fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
26	Podere Palazzetta	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
27	Pod. Gunceri	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
28	Grecciano	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
29	La Fontaccia	fino a 1,90 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
30	Le Pinete	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
31	Fiume isola	fino a 1,50 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
32	Il Puntone	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
33	Casa del Pino	fino a 2,00 m	Sabbie gialle e limi	7,5 YR 7/8	Concrezioni
34	Pod. Asolone	fino a 1,80 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
35	Caligi	fino a 0,70 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
		fino a 1,70 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
36	Pod. Montello	fino a 1,70 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
37	Pod. Podgora	fino a 0,70 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 1,80 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
38	Pod. Littoria	fino a 2,00 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
39	Pod. Valsugana	fino a 0,70 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	materiale organico
		fino a 1,70 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
40	Padule di stagno	fino a 1,50 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
41	Padule di stagno	fino a 1,50 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
42	Pod. Sasso rosso	fino a 1,90 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
43	Padule di stagno	fino a 1,70 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
44	Pod. Piave	fino a 1,90 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
45	Pod. Bainisizza	fino a 2,00 m	Argilla torbosa	7,5 YR 3/1	acqua a 1,50 m
46	Centro radio	fino a 1,80 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni

47	Pod. San Gabriele	fino a 1,80 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
48	Torino	fino a 2,00 m	Sabbie grossolane	7,5 YR 7/8	concrezioni
49	Tombolo	fino a 1,50 m	Sabbie medie	7,5 YR 6/6	
50	Casa Poggio al lupo	fino a 1,50 m	Sabbie medie	7,5 YR 6/6	
51	Scolmatore	fino a 1,70 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
52	Fornace amaccio	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
53	Le Tamerici	fino a 1,70 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
54	P. San Pietro	fino a 1,70 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
55	Padule di stagno	fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
56	Guasticce	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
57	Padule di stagno	fino a 1,70 m			
58	Stazione Pisa Sud	fino a 1,70 m		10 YR 4/3	materiale organico
59	Scalo	fino a 1,70 m			
60	Mortellini	fino a 1,70 m	Sabbie medie	7,5 YR 6/6	
61	Casa Poggio al lupo	fino a 1,70 m			
62	Badia San Savino	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
63	Fattoria Roncucci	fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
64	Bunker	fino a 0,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
65	Le capanne	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
66	Montacchiello	fino a 1,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
67	Ponte arpiglio	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
68	Crocino	fino a 1,90 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
69	Oratoio	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
70	Inceneritore	fino a 1,90 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
71	Granuccio	fino a 0,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 0,50m
		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
72	Prati di Montacchiello	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
73	P. Callestro	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
74	Pod del Neri	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
75	Caligi	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
76	Zona artigianale	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,50 m
77	Castronaia	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
78	Tiro a segno	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
79	Vaccareccia	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	

80	Vaccareccia	fino a 0,50 m	Argille torbose	10 YR 3/1	mat. organico
		fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
81	Bartalacci	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
82	C. Cascinese	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
83	Vaccareccia	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
84	Vaccareccia	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
85	Visignano	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
86	Nugolaio	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
87	Fossetto di quarto	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
88	Fossetto di quarto	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
89	Macine	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
90	Lago Malvaldo	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
91	Zambrigliana	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
92	Lo Scorno	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
93	Pod. La Tura	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
94	C. dei Ponti	fino a 0,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
95	Rio Pozzale	fino a 0,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
96	La ventia	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
97	La ventia	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
98	S. Lorenzo a Pagnatico	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
99	Navacchio	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
100	Sant'Ermete	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	acqua a 1,80 m
		fino a 2,00 m	Sabbia medio-fine	10 YR 5/3	
101	Le rene	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	
102	E di Pod. Pontina	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
		fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	
103	Fosso del Caligi	fino a 2,00 m	Sabbie gialle	7,5 YR 7/8	acqua a 1,20 m
104	Torre di controllo	fino a 1,80 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	
105	La Casina	fino a 1,20 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
		fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	
106	Pod. Monte Balzan	fino a 1,20 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	

		fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	
107	Podere Gradisca	fino a 2,00 m	Argille nere	7,5 YR 3/1	acqua a 0,60 m
108	La Mandria	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	acqua a 1,60 m
		fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	
109	Casa Rovereto	fino a 2,00 m	Argille nere	7,5 YR 3/1	acqua a 0,60 m
110	Casa Gorizia	fino a 2,00 m	Argille nere	7,5 YR 3/1	acqua a 0,60 m
111	Casello Pisa Sud	fino a 2,00 m	Argille nere	7,5 YR 3/1	acqua a 0,60 m
112	La Mezzanina	fino a 1,10 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	
113	Navicelli	fino a 1,50 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
114	Re di Puglia	fino a 1,80 m	Argille nere	7,5 YR 3/1	acqua a 0,60 m
115	Fosso del Gracitone	fino a 1,80 m	Argille nere	7,5 YR 3/1	acqua a 0,60 m
116	Pod Col di Lana	fino a 1,80 m	Sabbie gialle	7,5 YR 7/8	acqua a 1,20 m
117	La Sofina	fino a 1,80 m	Sabbie gialle	7,5 YR 7/8	acqua a 1,20 m
118	La vettola	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	acqua a 0,40 m
119	La Punta	fino a 2,00 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
120	L'argine	fino a 1,60 m	Limo argilloso	10 YR 5/4	
121	San Piero a Grado	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	10 YR 5/3	acqua a 1,00 m
122	Castagnolo	fino a 2,00 m	Sabbie medie scure	5 YR 4/1	acqua a 1,20 m
123	Tenuta di Castagnolo	fino a 1,80 m	Sabbie gialle	7,5 YR 7/8	acqua a 0,40m
124	Castagnolo Sud	fino a 1,70 m	Sabbie medie	7,5 YR 6/6	
125	Pod. Le Querciole	fino a 2,00 m	Sabbie medie scure	5 YR 4/1	
126	Istituto di Fisica	fino a 1,80 m	Sabbie medie	7,5 YR 6/6	acqua a 1,30 m
127	Idrovora	fino a 1,70 m	Sabbie medie scure	5 YR 4/1	acqua a 1,30 m
128	Camp darby	fino a 1,50 m	Sabbie medie scure	5 YR 4/1	acqua a 1,30 m
129	Casa San Guido	fino a 1,70 m	Sabbie medie scure	5 YR 4/1	
130	CRESAM	fino a 1,80 m	Sabbie medie	7,5 YR 6/6	acqua a 0,80 m, fossili
131	Pod. Le Fornaci	fino a 1,20 m	Sabbie medie scure	5 YR 4/1	acqua a 0,60 m
132	Pisorno	fino a 1,80 m	Sabbie medie/grossolane	7,5 YR 6/6	acqua a 0,80 m, fossili
133	Mortellini	fino a 1,20 m	Sabbie gialle	7,5 YR 7/8	acqua a 0,40m
		fino a 2,10 m	Argille grigie	5 YR 5/2	
134	Casa Fiume	fino a 2,00 m	Argille nere	7,5 YR 3/1	acqua a 0,60 m

Localizzazione delle trivellate nella Sezione 273 IV - Pisa



DEPOSITI PLEISTOCENICI

BRECCIE POLIGENICHE (?PLEISTOCENICHE)

Dominio Toscano

FALDA TOSCANA

UNITA' DI S. MARIA DEL GIUDICE

UNITA' DEL MONTE SERRA

Contatti tettonici principali

Contatti tettonici secondari

Faglie

63 Trivellate a mano
(profondità massima 2 m)

0 1 2 km



ID	Località	Profondità (m)	Granulometria	Colore	Note
1	La Bozza	fino a 1,50 m	Limo argilloso	5YR 4/3	abbondante materiale organico
2	Carraia vecchia	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
3	Carraia vecchia	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
4	Legnaio	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
5	Patrignone	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
6	La casina	fino a 1,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	abbondante materiale organico
7	Crociale	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
8	Nodica	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
9	Braccioli	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
10	Avane	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	piccoli ciottoli sparsi
11	La presa	fino a 1,50 m	Limo argilloso	5YR 4/3	abbondante materiale organico
12	Pappiana	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
13	Malaventre	fino a 1,00 m fino a 1,90 m	Limo sabbioso Limo argilloso	10 YR 5/4 5YR 4/3	
14	Poggio nuovo	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
15	Arena	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
16	Metato	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
17	C. Carpita	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
18	Palzaccio	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,80 m
19	Torre di Cornazzano	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
20	Piaggia	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
21	Poggio Vecchio	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
22	Ponte d'oro	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,80 m
23	Monastero benedettino	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
24	La casina	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
25	Fattoria di Canova	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
26	Madonna dell'acqua	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,80 m
27	Le Palanche	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
28	P. Casa Rossa	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,80 m
29	Palanche	fino a 1,60 m fino a 1,80 m	Limo sabbioso Limo argilloso	10 YR 5/4 2,5 YR 5/4	acqua a 1,50 m
30	Tre ponti	fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
31	Prata I	fino a 1,60 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
32	Falasci	fino a 1,60 m fino a 1,80 m	Limo sabbioso Limo argilloso	10 YR 5/4 2,5 YR 5/4	acqua a 1,50 m

33	Molina Rigoli	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	piccoli ciottoli sparsi
34	Poderino Santiminori	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
35	Ponte al Cappellese	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	piccoli ciottoli sparsi
36	Le casette	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
37	Canova	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
38	Fossa Ripaia	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
39	La Punta	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
40	Stazione S. Giuliano	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,50 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
41	Il Berretto	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
42	Le Prata	fino a 1,90 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
43	Villa Ravano	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
44	Canneto	fino a 1,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
45	Osero	fino a 1,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
46	La Fabbrica	fino a 1,50 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
47	Struggino	fino a 1,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
48	Struggino 2	fino a 1,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
49	Antifosso del Monte	fino a 1,80 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
50	I Comunali	fino a 1,20 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
		fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	ciottoli sparsi
51	I Comunali 2	fino a 1,20 m	Limo argilloso	5YR 4/3	materiale organico
52	Piaggia	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	ciottoli sparsi
53	San Giovanni	fino a 1,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
54	San Giovanni 2	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
55	Asciano	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	piccoli ciottoli sparsi
56	Pod. Campolungo	fino a 1,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
57	Le Stalle	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico

58	La Casina	fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
	La Casina 2	fino a 1,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
59	Padule grande	fino a 1,90 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
60	P. Castelvechio	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,90 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
61	Cascine di Gello	fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
62	Cafaggio	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
63	Cafaggio 2	fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
64	P. dell'Osteria	fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
65	P. dell'Osteria 2	fino a 0,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
66	P. Le Piagge	fino a 0,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
67	Al Puntoni	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
68	Simonelli	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
69	Fonte di Ticcio	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
70	P. Le Guardie	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
71	Legnaia	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
72	Legnaia 2	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
73	La Quercia	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
74	Colignola	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
75	Vicascio	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	piccoli ciottoli sparsi
76	La Fontina	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
77	Torre Tizzoni	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
78	Spazzavento	fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
79	Praticello	fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
80	Praticello 2	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
81	San Cataldo	fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	materiale organico
82	Carraia	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,20 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
83	I Gangheri	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	

		fino a 2,00 m	argilla		materiale organico
84	Le basse	fino a 1,70 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	argilla		materiale organico
85	Musigliano	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,20 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
86	Campo	fino a 1,60 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	argilla		materiale organico
87	Le pastine	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
88	Piaggia	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
89	Pierdicino	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	argilla		materiale organico
90	Pettori	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	acqua a 1,00 m
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
91	Zambra	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
		fino a 2,00 m	argilla		materiale organico
92					
93	Prata I	fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
94	P. dei Passi	fino a 0,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
95	P. di Mezzo	fino a 0,60 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 1,50 m	Limo sabbioso	2,5 YR 5/4	
96	Le prata	fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
97	Gagno	fino a 0,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 1,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
98	San Giusto	fino a 1,20 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,00 m
100	Campaldo	fino a 0,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 1,90 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
101	Casermè	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
102	Porta a mare	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,20 m
103	Puntale	fino a 1,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
104	Idrovora Campaldo	fino a 0,40 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	acqua a 1,00 m
		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
104	Scuderie nuove	fino a 0,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	acqua a 1,00 m
		fino a 1,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
105	CEP	fino a 1,80 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
108	San Rossore	fino a 0,80 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 1,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
107	Poggio di Mezzo	fino a 0,50 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	

		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
109	Fosso del rinfresco	fino a 0,70 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	
109	Via delle Lenze	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	acqua a 1,00 m
110	La Punta	fino a 2,00 m	Limo sabbioso	10 YR 5/4	
111	Sardine	fino a 0,40 m	Limo argilloso	2,5 YR 4/4	
		fino a 2,00 m	Limo argilloso	2,5 YR 5/4	

APPENDICE 2
STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI ESEGUITI PER IL PROGETTO CARG

Stratigrafia Sondaggio: P1 c/o ex stazione Ferro-Tranviaria Pisa-Livorno, loc. La Vettola, Via Capri, Pisa. ROMA40 GB: [X=1610619 m.- Y=4839711 m.] - Quota: 1,3 m. slm			
Quota da p.c. (m)		Descrizione	Colore
0,00	1,90	Suolo caratterizzato da argilla limosa ricca di sostanza organica e frustuli vegetali.	nocciola
1,90	2,00	Argilla limosa di colore grigio scuro. Localmente presente materia organica.	nocciola
2,00	2,45	Argilla limosa di colore grigio-azzurro. Presenza di piccoli noduli calcarei (calcinelli) e qualche frammento di materiale antropico (laterizio).	da nocciola a grigio
2,45	3,60	Argilla limosa di colore grigio, caratterizzata da locali screziature di colore ocre, in cui sono presenti talvolta piccoli noduli calcarei (calcinelli) e gasteropodi terrestri.	grigio
3,60	3,90	Argilla limosa di colore grigio scuro con screziature ocre, con abbondanti noduli calcarei (calcinelli), in particolare a 3,90m. Localmente evidenti livelli più scuri probabilmente legati alla presenza di sostanza organica. Sono presenti talvolta noduli di manganese.	grigio
3,90	5,00	Sequenza <i>fining upwards</i> (FU): 3,90-4,90m: argilla limosa; 4,90-5,00m: sabbia limosa. Presenti frammenti di legni sparsi e piccoli livelli di accumulo di sostanza organica. Talvolta presenti piccoli noduli calcarei (calcinelli).	da grigio a grigio verde
5,00	5,15	Mancato recupero	
5,15	5,20	Sequenza <i>coarsening upwards</i> (CU): da argilla limosa (basso) a sabbie fini (alto), presenti frammenti vegetali sparsi. Alla base il passaggio è netto.	grigio
5,20	5,30	Sabbie fini in cui sono presenti pezzetti di legno sparsi.	grigio
5,30	5,35	Mancato recupero	
5,35	5,50	Sabbie limose in cui sono presenti pezzetti di legno sparsi.	grigio
5,50	5,65	Alternanze millimetriche/centimetriche di limi argillosi e limi. Livello di accumulo di sostanza organica, di colore più scuro a 5,55 m.	grigio
5,65	5,80	Sabbia limosa con frammenti di legno sparsi e gasteropodi	grigio
5,80	5,90	Argilla limosa. Presenti di pezzetti di legno con dimensione talvolta dell'ordine del centimetro.	grigio
5,90	6,00	Sabbie fini caratterizzate dalla presenza di pezzetti di legno sparsi, di dimensione fino a 3-4 cm e dalla presenza di fossili (<i>Cardium</i>) di dimensioni fino a centimetriche.	grigio
6,00	6,15	Alternanze centimetriche di argille limose e limi sabbiosi. Presenti piccoli frammenti di legno.	grigio
6,15	6,25	Alternanze centimetriche di argille limose e limi sabbiosi, dove è preponderante la frazione di argilla limosa. Presenti piccoli frammenti di legno.	grigio
6,25	6,50	Alternanze di argille limose e limi sabbiosi, caratterizzate dalla presenza di frammenti molto piccoli (millimetrici) di bioclasti	grigio
6,50	6,95	Argilla limosa con <i>Cardium</i> sia in frammenti che a valve intere (in particolare a 6,60m e 6,70m).	grigio
6,95	7,00	Accumulo di bioclasti. Si riconoscono frammenti di <i>Cardium</i> , bivalvi a guscio liscio e gasteropodi di piccole dimensioni.	grigio

7,00	8,00	Argilla, localmente argilla limosa:	grigio
		<ul style="list-style-type: none"> tra <u>7,10 e 7,20m</u>: livelli di accumulo di bioclasti con <i>Cardium</i> a valve intere, in frammenti e gasteropodi a spira alta costati 	grigio
		<ul style="list-style-type: none"> tra <u>7,00 e 7,75m</u>: fossili sparsi tipo <i>Cardium</i> interi e di grandi dimensioni, bivalvi a guscio liscio e gasteropodi (es. 7,00m; 7,40m; 7,70m) 	grigio
		<ul style="list-style-type: none"> tra <u>7,75 e 8,00m</u>: la colorazione diventa più scura. 	grigio
		<ul style="list-style-type: none"> a <u>8,25m; 8,85m; 9,10m; 9,45m</u>: livelli di accumulo (dello spessore di circa 1cm) ricchi di piccoli <i>Cardium</i>. 	grigio
8,00	12,00	Argilla, localmente argilla limosa, caratterizzata dalla presenza di valve o frammenti di <i>Cardium</i> .	grigio
		<ul style="list-style-type: none"> <u>A 9,45m</u>: valva di bivalve a guscio liscio 	grigio
		<ul style="list-style-type: none"> tra <u>9,45 e 10,70m</u>: valve di <i>Cardium</i>, a 10,20m gasteropode costato a spira alta 	grigio
		<ul style="list-style-type: none"> <u>tra 8 e 12m</u>: sono presenti livelli con una colorazione grigia più scura, probabilmente legata all'accumulo di sostanza organica 	grigio
12,00	15,80	Argilla, localmente argilla limosa, con fossili tipo <i>Cardium</i> sia in frammenti, che a valve intere, che a valve chiuse (in particolare a 12,25m). A <u>13,40m e 15,50m</u> presenti valve di lamellibranchi a guscio liscio	grigio
15,80	16,00	Argilla limosa. Laminazione legata a variazioni di colore. A <u>12,10m, 12,50m, 14,20m e 14,80m</u> presenti piccolissimi frammenti di resti vegetali.	grigio
16,00	16,50	Argilla limosa con abbondanti fossili tipo <i>Cardium</i> in frammenti, con valve intere e con valve unite. Attorno a <u>16,50m</u> è evidente una laminazione legata a variazioni di colore.	grigio scuro
16,50	16,60	Argilla limosa. In questo intervallo di profondità l'abbondanza dei bioclasti diminuisce. Verso il basso si ritrova argilla limosa con un contenuto di sostanza organica sempre maggiore, distribuito secondo livelli millimetrici.	grigio/nero
16,60	16,65	Limo argilloso e torba. Si tratta di un livello ricco di sostanza organica che assume una colorazione scura più intensa, particolarmente alla base. Sono presenti frammenti molto piccoli di fossili. Alla base il passaggio con il livello sottostante è netto.	
16,65	17,20	Sequenza <i>fining upwards</i> (FU): da argilla limosa (alto) a limi s.s (basso). La colorazione, marrone scuro, diventa più chiara verso la base. Presenza locale di piccoli noduli calcarei (calcinelli)	grigio scuro
17,20	17,45	Argilla limosa con screziature di colore ocre in cui sono talvolta presenti noduli carbonatici (calcinelli). Si tratta di un livello leggermente consolidato.	grigio chiaro
17,45	17,70	Limo argilloso con screziature di colore ocre, caratterizzato talvolta dalla presenza di noduli carbonatici (calcinelli). Il livello è leggermente consolidato.	
17,70	18,00	Argilla limosa con sostanza organica sparsa, caratterizzata da screziature di colore ocre. tale livello sembra essere maggiormente consolidato rispetto ai sovrastanti.	nocciola
18,00	18,50	Sabbia limosa caratterizzata da screziature di colore ocre.	grigio-azzurro

18,50	19,00	Limo in cui sono presenti abbondanti concrezioni carbonatiche (calcinelli). Si tratta di un livello consolidato.	grigio azzurro
19,00	20,00	Limo argilloso che verso il basso passa ad argille limose. Livello consolidato caratterizzato dalla presenza di abbondanti piccoli noduli calcarei (calcinelli). La colorazione complessiva del livello è grigio azzurro con abbondanti screziature di colore ocra. Tra 19 e 19,30m particolare abbondanza di noduli calcarei. Presente un livello di limo sabbioso a 19,25m.	
20,00	20,90	Argilla limosa consolidata di colore ocra, in cui sono presenti frammenti vegetali. Al di sotto di 20,3m è evidente una laminazione grigio scura.	ocra
20,90	21,10	Argilla limosa di colore ocra, con caratteristiche simili al livello sovrastante ma con abbondanti fossili tra i quali è possibile distinguere bivalvi costati e a guscio liscio.	ocra
21,10	21,35	Livello costituito quasi esclusivamente da fossili: <i>Cardium</i> in frammenti e valve intere anche della di dimensione centimetrica; gasteropodi costati e frammenti di bivalvi a guscio liscio (<i>lag</i> conchigliare).	giallo chiaro
21,35	21,45	Sabbie limose in cui sono presenti piccoli frammenti di bioclasti.	nocciola
21,45	21,70	Argilla limosa di colore grigio scuro, con qualche screziatura di colore ocra.	grigio scuro
21,70	22,05	Limo sabbioso caratterizzato dalla presenza di frammenti vegetali e da evidenti screziature di colore ocra.	grigio
22,05	22,20	Limo.	grigio scuro
22,20	23,00	Sequenza <i>fining upward (FU)</i> : da limo sabbioso (alto) a sabbie fini (basso). Sono presenti frammenti vegetali ed è caratterizzata localmente da screziature di colore ocra. In particolare si ha da 22,20 a 22,70m limo sabbioso mentre da 22,70 a 23,00m sabbia fine.	grigio
23,00	23,15	Mancato recupero.	
23,15	23,40	Sabbie fini in cui sono presenti frammenti vegetali.	grigio giallo chiaro
23,40	23,70	Sequenza <i>fining upward (FU)</i> : da sabbie fini (alto) a ghiaia (basso). È caratterizzata localmente da screziature di colore ocra e dalla presenza di frammenti vegetali sparsi, essenzialmente nella porzione sabbiosa. La base delle ghiaie mostra un contatto, con la litologia sottostante, di tipo erosivo.	grigio/giallo chiaro
23,70	24,50	Sequenza <i>fining upward (FU)</i> : da sabbie fini (alto) a medie (basso)	giallo chiaro
24,50	27,50	Sabbie medie, localmente caratterizzate dalla presenza di una componente argillosa. A diverse profondità sono presenti livelli centimetrici di sabbie grossolane.	
27,50	27,75	Laminazioni legate all'alternarsi di sabbie fini e sabbie medie. La colorazione giallo oro di questo livello è più intensa rispetto ai precedenti.	
27,75	28,70	Sabbie medie, alternate a sottili livelli dell'ordine del centimetro di sabbie grossolane, di colore più chiaro caratterizzate da una laminazione meno marcata rispetto a quella del livello sovrastante. È presente una componente argillosa.	
28,70	31,50	Sabbie medie con livelli millimetrici/centimetrici di sabbia grossolana presenti a varie profondità. Livelli più ghiaiosi a 28m, 28,65m, 29,10m. Da 31 a 31,5m sabbie medie caratterizzate dalla presenza di acqua.	
31,50	31,80	Sabbie medie che passano verso il basso a sabbie grossolane.	
31,80	31,90	Sabbie medie di colore grigio.	

31,90	33,50	Sabbie medie che presentano una abbondante componente argillosa. Verso il basso la granulometria aumenta e la colorazione si fa più chiara.	
33,50	33,75	Sabbie medio-fini con abbondante componente argillosa. L'intervallo 33,60-33,75m risulta più compatto.	giallo chiaro
33,75	34,05	Sabbie medie di colore giallo scuro. Il passaggio con il livello sottostante è un passaggio netto, a cui corrisponde anche un cambiamento di colore: da sabbie gialle (alto) a sabbie grigie (basso).	
34,05	37,20	Sequenza <i>fining upward (FU)</i> : da sabbie medie (alto) a sabbie grossolane (basso). In particolare si evidenziano livelli di sabbia grossolana tra 34,55-34,70m, 35,05-35,40m e 36,30-36,35m. A 35,50m presenti livelletti di argilla limosa.	grigio
37,20	37,40	Torba e sabbie medie, che presentano una laminazione parallela.	grigio scuro
37,40	38,30	Sequenza <i>fining upward (FU)</i> : da sabbie medie (alto) in cui sono presenti frammenti vegetali sparsi, localmente di colore bruno, a sabbie grossolane (basso).	grigio scuro
38,30	39,10	Sabbie medie caratterizzate da un'abbondante componente argillosa. Si tratta di un livello consolidato la cui colorazione varia dal grigio scuro a bruno.	grigio
39,10	40,40	Sabbie medie in cui sono presenti livelli centimetrici di sabbie grossolane a varie profondità.	grigio
40,40	40,50	Torba.	grigio
40,50	40,85	Sabbie medie in cui sono presenti frammenti vegetali.	grigio
40,85	42,50	Sequenza <i>fining upward (FU)</i> : da sabbie fini (40,85-41,00m) a sabbie grossolane (basso).	grigio
42,50	44,00	Mancato recupero.	
44,00	44,70	Sabbie medie.	grigio
44,70	45,20	Sabbie medie e torba.	bruno
45,20	45,40	Torba.	
45,40	47,00	Sabbie medie in cui sono presenti piccoli frammenti di legno. Sono presenti livelli di sabbia grossolana a 45,65-45,67m e 45,60-45,70m.	grigio
47,00	47,15	Mancato recupero.	
47,15	48,40	Sabbie medie caratterizzata localmente dalla presenza di materia organica. Sono presenti livelletti di torba a 47,70-47,75m e 47,85-47,90m e di sabbia grossolana a 48,00m; 48,10m; 48,20m.	grigio
48,40	50,05	Sabbie medie.	grigio
50,05	50,20	Torba in sabbie.	grigio/nero
50,20	50,25	Sabbie medie.	grigio
50,25	50,50	Sabbie grossolane e medie.	grigio
50,50	50,60	Sabbie grossolane.	grigio
50,60	50,80	Sabbie medie.	grigio
50,80	51,00	Sabbia medie e fini, nelle quali è riconoscibile una laminazione. Il livello si presenta consolidato.	grigio
51,00	51,20	Ghiaia con frammenti di fossili, in particolare valve di <i>Cardium</i> . Verso il basso le ghiaie passano a sabbie grossolane.	grigio
51,20	51,70	Sabbie medie e fini. Alla base del livello è presente sostanza organica.	grigio
51,70	52,00	Mancato recupero.	
52,00	52,25	Sabbie medie in cui sono presenti piccoli frammenti vegetali.	grigio
52,25	52,55	Sabbie medio-fini, con una maggiore abbondanza di quarzo rispetto ai livelli sovrastanti.	grigio

52,55	52,65	Torbe in sabbie.	grigio/nero
52,65	52,75	Sabbie medie, che mostrano caratteristiche simili ai livelli sabbiosi sovrastanti.	grigio
52,75	52,80	Torba in sabbie.	grigio/nero
52,80	53,05	Sabbie medie nelle quali sono presenti frammenti vegetali sparsi. Laminazione tra 52,9 e 53m data dalla presenza di sostanza organica.	grigio
53,05	53,50	Sabbie medie caratterizzate da una laminazione parallela, compatte. All'interno sono presenti frammenti vegetali. Tra 53,25 e 53,50m è stata riscontrata la presenza di acqua. Piccolo frammento di <i>Cardium</i> a 53,40m.	grigio
53,50	55,50	Sabbie medie caratterizzate da un'abbondante componente argillosa. Frammento di legno a 54,10m. Laminazioni di color ocra intorno alla profondità di 54,40m. Frammento di <i>Cardium</i> a 54,00m. Tra 54 e 55m, le sabbie presentano una colorazione grigia più scura legata alla presenza di sostanza organica.	grigio-scuro
55,50	59,35	Sabbie medie.	grigio
59,35	60,00	Sabbie grossolane, con abbondante componente argillosa e presenza di ciottoli centimetrici sparsi.	grigio/nero

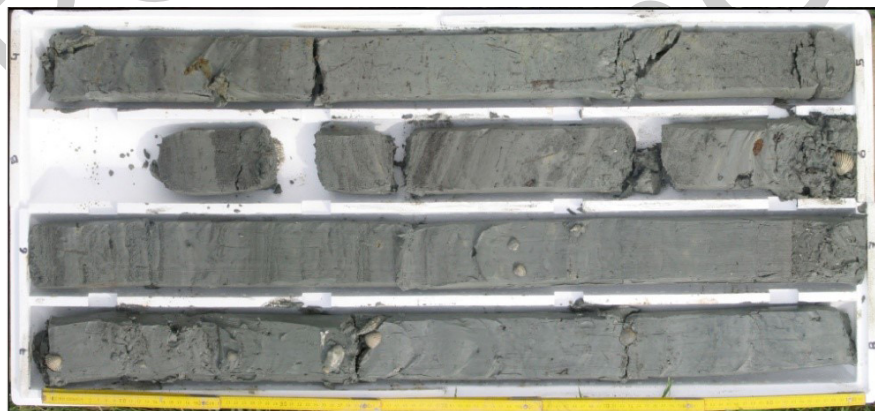
Stratigrafia Sondaggio: P2			
c/o Ippodromo di San Rossore - Pisa			
ROMA40 GB: [X=1610619 m. - Y=4839711 m.] - Quota: 1,3 m. s.l.m.			
Quota da p.c. (m)		Descrizione	Colore
0,00	0,10	Suolo	nocciola
0,10	1,00	Sabbie fini con evidenze di pedogenesi.	nocciola
1,00	2,00	Sabbie medie, localmente limose.	nocciola
2,00	3,00	Sabbie grossolane, limose.	nocciola
3,00	4,50	Sabbie grossolane con abbondanti fossili. La colorazione delle sabbie diventa più scura alla base.	nocciola
4,50	4,80	Mancato recupero.	
4,80	5,75	Sabbie medie, localmente grossolane (5-5,15m), debolmente limose. Ricche in frammenti di fossili, in particolare valve di lamellibranchi, <i>Cardium</i> e altri bivalvi a guscio liscio. Sono caratterizzate anche dalla presenza di alcuni piccoli frammenti di laterizio.	nocciola
5,75	5,80	Torba in sabbie grossolane.	nocciola
5,80	6,00	Sabbie medie, localmente con resti vegetali e piccoli frammenti di fossili.	nocciola
6,00	6,15	Sabbie fini, con abbondanti fossili, in particolare <i>Cardium</i> ed altri bivalvi a guscio liscio.	nocciola
6,15	6,50	Sabbie fini, talvolta con fossili in frammenti. Verso il basso passano a sabbie medie.	nocciola
6,50	6,60	Sabbie fini, caratterizzate da livelli di colore ocre	nocciola
6,60	7,50	Sabbie medie contenenti frammenti di fossili, tra i quali <i>Cardium</i> .	nocciola
7,50	7,65	Ghiaia con abbondanti fossili in frammenti (con dimensione anche dell'ordine del centimetro).	nocciola
7,65	7,85	Sequenza <i>fining upwards</i> (FU): da sabbie grossolane (basso) a sabbie fini (alto). Localmente presenti fossili in frammenti.	nocciola
7,85	8,15	Sabbie medie caratterizzate localmente dalla presenza di fossili in frammenti di piccole dimensioni. Talvolta presenti piccoli frammenti di laterizio. A 8,15m livello centimetrico di argilla limosa.	nocciola
8,15	8,42	Sabbie medie con fossili in frammenti. A 8,42m piccolo livello di argilla limosa.	grigio
8,42	8,65	Sabbie medio-fini con piccoli frammenti di fossili.	grigio
8,65	8,70	Limo sabbioso ricco in sostanza organica, di colore bruno.	grigio
8,70	8,80	Sabbie fini con fossili in frammenti, in particolare <i>Cardium</i> ed altri bivalvi.	grigio
8,80	8,82	Sabbie grossolane.	grigio
8,82	8,90	Argilla limosa. Presente un sottile (qualche millimetro) livello di sabbia fine. Presenti anche piccoli frammenti vegetali.	grigio
8,90	8,94	Limo sabbioso ricco in sostanza organica, di colorazione violacea.	grigio
8,94	9,10	Sabbie fini.	grigio
9,10	9,15	Argilla limosa in cui sono presenti frammenti vegetali.	grigio
9,15	9,30	Sabbie fini.	grigio
9,30	9,35	Sabbie medie con piccoli fossili.	grigio
9,35	10,50	Sabbie fini con fossili in frammenti. Alla base presenza di frammenti vegetali.	grigio
10,50	10,55	Torba	grigio

10,55	10,85	Sequenza <i>fining upward (FU)</i> : da sabbie grossolane (base) a sabbie medie (alto). Presenti fossili in frammenti.	grigio
10,85	11,75	Sabbie fini-medie con fossili. A 11,60m piccolo accumulo di sostanza organica.	grigio
11,75	11,95	Sabbia medie.	grigio
11,95	12,00	Sabbie grossolane.	grigio
12,00	14,40	Sabbie fini. Alle profondità di 12,40m; 12,9m; 13,7m; 13,95m; 14,20m piccoli livelli scuri, leggermente torbosi.	grigio
14,40	14,90	Sabbie medie limose.	giallo
14,90	15,00	Sabbie grossolane.	giallo
15,00	16,00	Sabbie medie con fossili in frammenti. La colorazione delle sabbie varia, diventando grigia alla base.	giallo
16,00	16,60	Sabbie medie, prive di fossili, di colore grigio chiaro.	grigio
16,60	16,80	Torba.	marrone
16,80	17,80	Sabbie medie, localmente con frammenti vegetali.	grigio
17,80	18,05	Torba.	marrone
18,05	20,80	Sabbie medio-fini.	grigio scuro
20,80	21,05	Torba.	marrone
21,05	22,50	Sequenza <i>fining upwards (FU)</i> : da sabbie medie (basso) a sabbie fini (alto). Presenti localmente frammenti vegetali. La colorazione delle sabbie diventa gialla verso il basso	grigio
22,50	22,60	Mancato recupero.	grigio
22,60	23,95	Sequenza <i>fining upwards (FU)</i> : da sabbie grossolane (basso) a sabbie medie (alto).	grigio
23,95	24,50	Argilla limosa consolidata, di colore grigio-azzurro con screziature di colore ocra.	grigio azzurro
24,50	24,60	Limo argilloso, con screziature di colore ocra.	grigio azzurro
24,60	24,80	Argilla limosa, con screziature di colore ocra.	grigio azzurro
24,80	25,00	Limo sabbioso, con screziature di colore ocra.	grigio azzurro
25,00	26,00	Sequenza <i>fining upwards (FU)</i> : da sabbie grossolane (basso) a sabbie limose (alto).	grigio
26,00	27,30	Sabbie medie, con frammenti vegetali presenti alla base. Livello di sabbie fini a 26,60m. Sabbie grossolane a 27,50m e 27,70m.	grigio
27,30	28,35	Sabbie grossolane.	grigio
28,35	29,80	Sabbie medie.	grigio
29,80	29,85	Sabbie fini.	grigio
29,85	29,90	Sabbie grossolane.	grigio
29,90	29,95	Sabbie medie.	grigio
29,95	30,00	Torba.	marrone

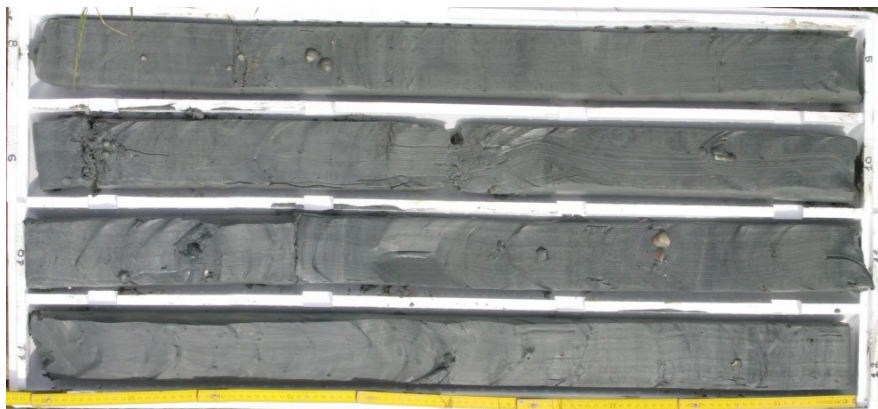
DOCUMENTAZIONE FOTOGRAFICA SONDAGGIO P1 (0 - 60 m)



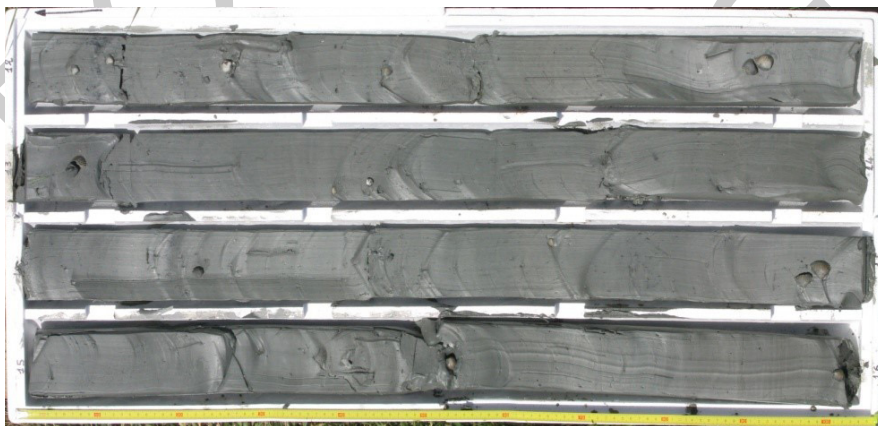
Cassetta catalogatrice n. 1 - Profondità 0 - 4 m.



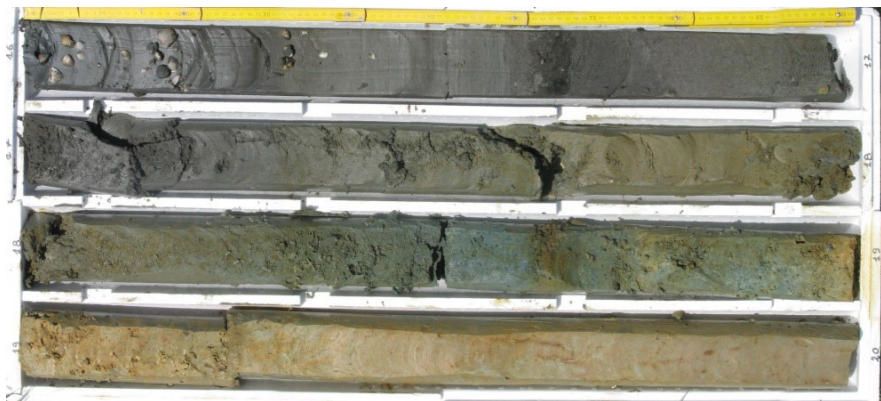
Cassetta catalogatrice n. 2 - Profondità 4 - 8 m.



Cassetta catalogatrice n. 3 - Profondità 8 - 12 m.



Cassetta catalogatrice n. 4 - Profondità 12 - 16 m.



Cassetta catalogatrice n. 5 - Profondità 16 - 20 m.



Cassetta catalogatrice n. 6 - Profondità 20 - 24 m.



Cassetta catalogatrice n. 7 - Profondità 24 - 28 m.



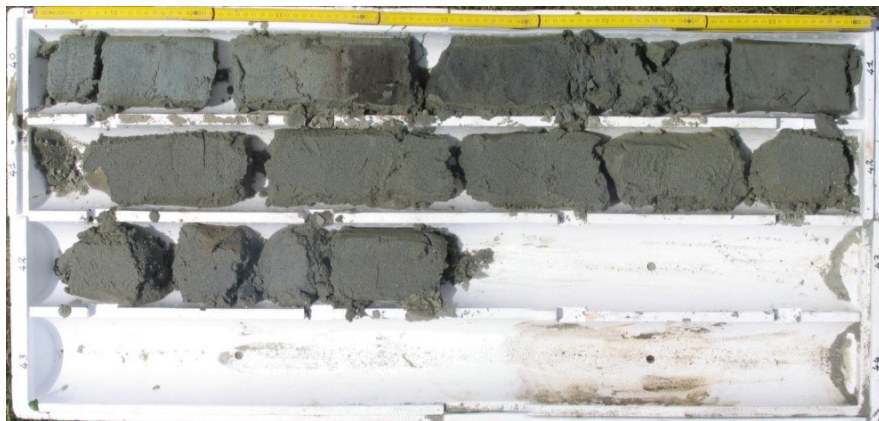
Cassetta catalogatrice n. 8 - Profondità 28 - 32 m.



Cassetta catalogatrice n. 9 - Profondità 32 - 36 m.



Cassetta catalogatrice n. 10 - Profondità 36 - 40 m.



Cassetta catalogatrice n. 11 - Profondità 40 - 44 m.



Cassetta catalogatrice n. 12 - Profondità 44 - 48 m.



Cassetta catalogatrice n. 13 - Profondità 48 - 52 m.



Cassetta catalogatrice n. 14 - Profondità 52 - 56 m.



Cassetta catalogatrice n. 15 - Profondità 56 - 60 m.

PROGETTO
CARGO

DOCUMENTAZIONE FOTOGRAFICA SONDAGGIO P2 (0 - 30 m)



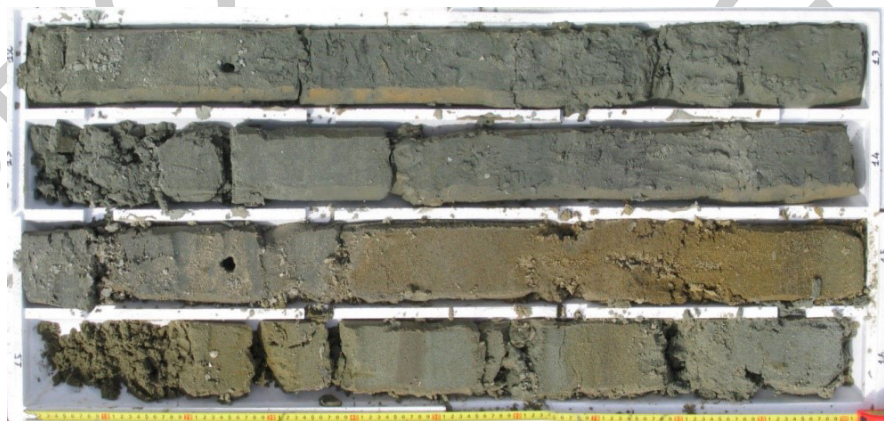
Cassetta catalogatrice n. 1 - Profondità 0 - 4 m.



Cassetta catalogatrice n. 2 - Profondità 4 - 8 m.



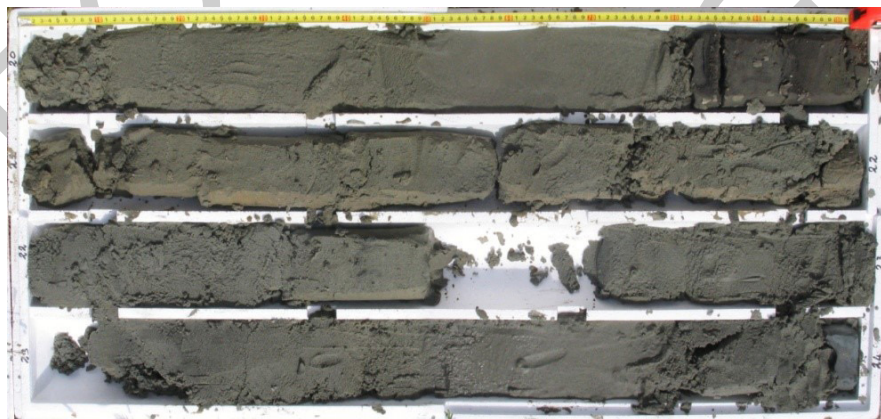
Cassetta catalogatrice n. 3 - Profondità 8 - 12 m.



Cassetta catalogatrice n. 4 - Profondità 12 - 16 m.



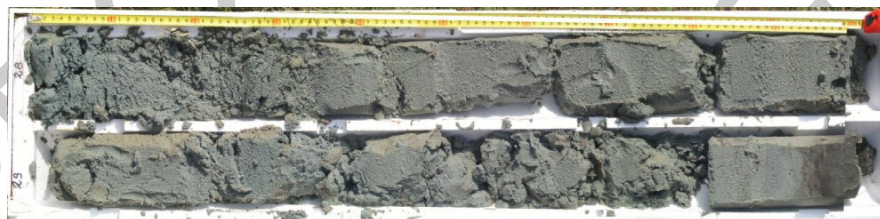
Cassetta catalogatrice n. 5 - Profondità 16 - 20 m.



Cassetta catalogatrice n. 6 - Profondità 20 - 24 m.



Cassetta catalogatrice n. 7 - Profondità 24 - 28 m.



Cassetta catalogatrice n. 8 - Profondità 28 - 30 m.