

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI FIRENZE

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Tesi di Laurea

di

LETIZIA MARINA ROSSI

**“ASSETTO TETTONICO, LITOLOGICO E IDROGEOLOGIA DEL
BACINO MARMIFERO DI CARRARA”**

Relatore: Prof. Massimo Coli



Correlatore : Prof. Giovanni Pranzini



Anno Accademico 1996-1997

INDICE

<u>INTRODUZIONE</u>		pag. 1
<u>RINGRAZIAMENTI</u>		pag. 3
<u>CAPITOLO 1</u>	POSIZIONE GEOGRAFICA	pag. 5
<u>CAPITOLO 2</u>	STORIA DEGLI STUDI	pag. 7
<u>CAPITOLO 3</u>	INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	pag. 9
<u>CAPITOLO 4</u>	QUADRO GEOLOGICO LOCALE	pag. 21
	4.1 Unità Apuana	pag. 21
	4.2 Unità di Massa	pag. 29
	4.3 Falda Toscana	pag. 30
	4.4 Breccie della Versilia	pag. 31
	4.5 Depositi recenti e attuali	pag. 31
<u>CAPITOLO 5</u>	TETTONICA DEL COMPLESSO METAMORFICO APUANO	pag. 33
	5.1 Breccie poligeniche e messa in posto della Falda Toscana	pag. 36

<u>CAPITOLO 6</u>	TETTONICA LOCALE	pag. 39
<u>CAPITOLO 7</u>	CENNI DI IDROGEOLOGIA CARSICA	pag. 44
	7.1 Circolazione idrica	pag. 45
	7.2 Porosità e permeabilità	pag. 47
<u>CAPITOLO 8</u>	CIRCOLAZIONE IDRICA NEL BACINO MARMIFERO DI CARRARA	pag. 48
	8.1 Il reticolo idrografico	pag. 49
<u>CAPITOLO 9</u>	LE SORGENTI DI CARRARA	pag. 52
	9.1 Descrizione delle sorgenti	pag. 52
	9.2 Dati pluviometrici, misure di portata delle Sorgenti di Torano	pag. 57
	9.3 Correlazioni fra il regime delle piogge, la portata e la torbidità	pag. 57
	9.4 Curve di esaurimento	pag. 60
<u>CAPITOLO 10</u>	BILANCIO IDROLOGICO DEL BACINO DI CARRARA	pag. 74
<u>CAPITOLO 11</u>	CONFINI DEL SISTEMA IDROGEOLOGICO DEL BACINO MARMIFERO DI CARRARA	pag. 79

<u>CAPITOLO 12</u>	CONSIDERAZIONI SULLA VULNERABILITÀ DELLE ACQUE SOTTERRANEE	pag. 82
<u>CONCLUSIONI</u>		pag. 86
<u>BIBLIOGRAFIA</u>		pag. 89

INTRODUZIONE

Obiettivo centrale della presente tesi è quello di individuare il bacino di alimentazione delle sorgenti dell'area carrarese, di definirne i limiti, le loro caratteristiche, l'impostazione e il rapporto tra piovosità e loro portata.

Uno dei motivi principali di interesse per la spinta a questa ricerca è stata la necessità di un approfondimento più mirato nella zona. La mia familiarità al territorio ha facilitato il lavoro sotto il punto di vista logistico, favorendo l'accesso e la continuità dei sopralluoghi nell'area. La zona è localizzata a monte del comune di Carrara, a nord dell'Appennino Settentrionale. Essa comprende in particolare l'area tra la frazione di Colonnata ad Est, e il comune di Torano ad Ovest, con limite Nord alla cresta monte Borla-La Pizza.

Per giungere allo scopo principale della ricerca, sono stati adottati criteri di indagine geologici e idrogeologici, che hanno avviato, durante il percorso di questo lavoro, una serie di indagini parallele e periferiche a quella della motivazione centrale, tuttavia determinanti e fondamentali per una comprensione completa del fenomeno.

In particolare, grazie ai dati forniti dall'A.M.I.A. (Azienda Municipalizzata Igiene urbana e Acquedotto), che in questa ricerca sono stati elaborati graficamente, si sono osservate le caratteristiche delle singole sorgenti e correlati i dati pluviometrici con le misure di portata per valutare i tempi di risposta delle stesse. Si è quindi verificata la pertinenza di queste sorgenti nell'ambito del comportamento di quelle carsiche, qui accertata nella nuova documentazione acquisita.

E' stato condotto per mesi un approfondito rilevamento geologico dell'area, in scala 1:5.000, poi riportato in scala 1:10.000 (v. **Allegato 1 e 2**); tramite questo rilevamento, è stato possibile individuare le strutture plicative principali (sinclinali) e la litologia (distinguendo le formazioni, principalmente in marmi e non marmi). Questa fase, associata all'osservazione delle foto aeree della zona (scala 1:13.000), ha permesso l'individuazione delle fratture principali dell'area, dette finimenti (vie

primarie di deflusso dell'acqua piovana), poi riportati su carta geologico-strutturale areale (v. **Allegato 3**).

Sulla base della Carta Geologica, è stata quindi realizzata una Carta Idrogeologica (v. **Allegato 4**) che raggruppa le litologie in cinque classi fondamentali, ognuna delle quali basate su caratteristiche diverse di permeabilità; dai dati registrati si è potuto calcolare il Bilancio Idrologico del Bacino Marmifero di Carrara.

Queste le fasi di lavoro preliminari allo scopo principale della ricerca, che comunque hanno occupato una parte e un impegno consistenti dell'indagine. Una volta acquisita tutta la documentazione succitata, insieme alla consultazione della storia degli studi precedenti, è stato possibile individuare il Bacino di alimentazione delle sorgenti dell'area carrarese, suddividerlo in due sottobacini (Canalie e Torano) individuandone le aree e quindi soddisfare il quesito principale della tesi.

Lo studio si rivela importante perchè l'area presenta caratteristiche molto particolari rispetto ad altre zone, sia per la concentrazione di cave (7 cave/km²), sia per la preziosità dei giacimenti sotto il profilo economico. Quest'ultimo aspetto risulta assai evidente per il conseguente impatto dell'attività estrattiva sull'aspetto originario in costante mutazione.

Era quindi fondamentale, in tale processo evolutivo, fissare l'attenzione degli studi sul territorio e individuare con certezza le caratteristiche idrogeologiche originarie della zona.

RINGRAZIAMENTI

Colgo qui occasione per ringraziare personalmente il Prof. Massimo Coli per aver individuato l'importanza della ricerca e per la fiducia nell'avermene affidato lo studio.

Grazie ai suoi insegnamenti, e alla costante presenza durante tutte le fasi scientifiche più delicate del lavoro, ho potuto apprendere e verificare i metodi di ricerca applicati, occasione questa preziosa e rara per la formazione alla professione.

Ringrazio sentitamente il Prof. Giovanni Pranzini per i preziosi consigli e suggerimenti ricevuti durante tutto l'arco del lavoro di tesi.

Un ringraziamento particolare è rivolto al Dr. Antonino Criscuolo, oggi geologo del Comune di Carrara, per avermi seguita e avviata al rilevamento della zona, fatto da impagabile guida, oltre che arricchirmi con il suo vasto e appassionato spessore culturale.

Si ringraziano inoltre l'Ing. Degl'Innocenti (AMIA) e l'Istituto Mareografico e Idrografico di Pisa per avermi concesso la consultazione degli archivi e fornito dei dati necessari allo studio.

Infinita gratitudine, naturalmente, va rivolta ai miei familiari, per la pazienza (soprattutto nell'ultimo periodo) e per la tenacia nella sopportazione, qualità che solo i genitori sanno avere. Più da vicino, Adolfo, mio marito, nel suo ruolo di segretario personale (designato a Casalino dell'Anno); Laura, mia sorella, per la grinta che solo lei sa farmi scattare, all'improvviso; e Flavia, per aver gettato una luce artistica in questa materia così scientifica.

CAPITOLO 1

POSIZIONE GEOGRAFICA

L'area interessata è situata nelle Alpi Apuane Nord-Occidentali (provincia di Massa-Carrara) e precisamente comprende il territorio a monte del comune di Carrara.

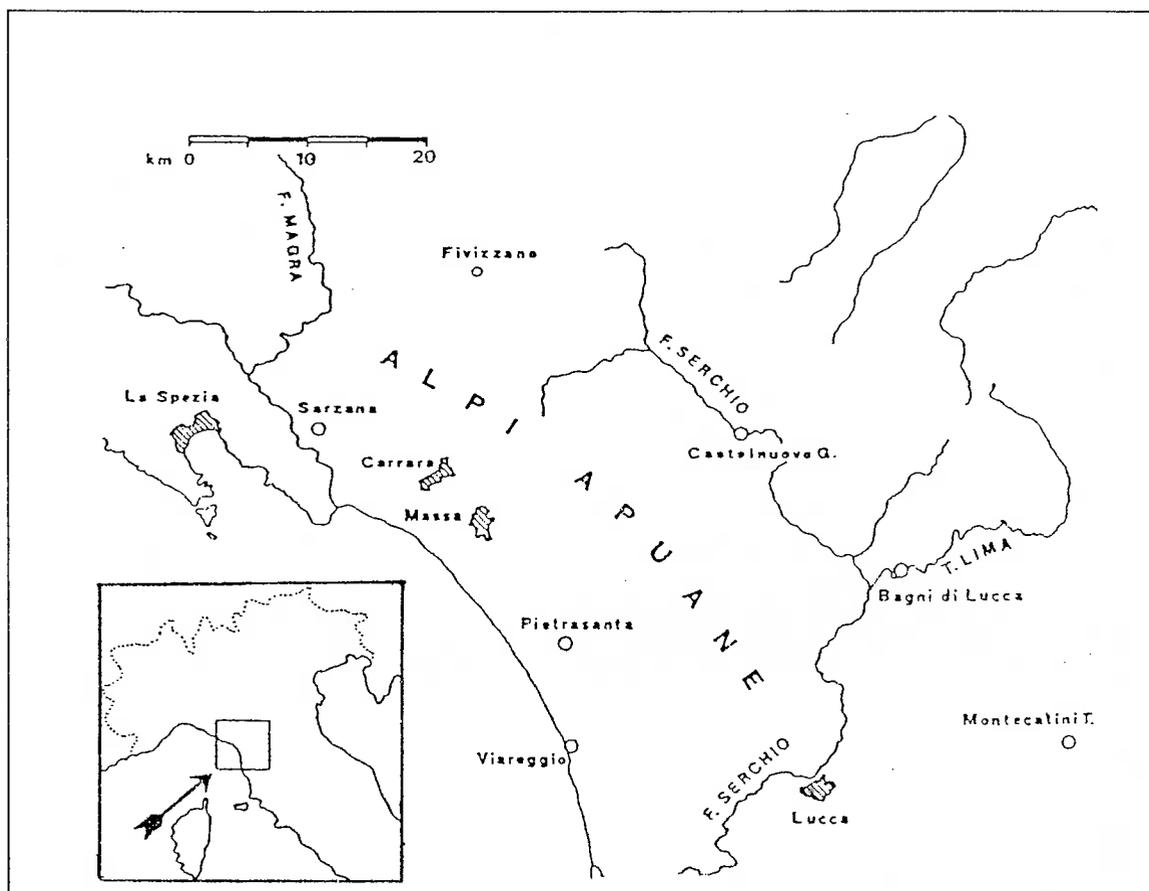


Fig. n. 1: Ubicazione area

I limiti dell'area sono in parte morfologici ed in parte geologici; quelli morfologici corrispondono a Nord con la cresta di Monte La Pizza-Monte Borla (presso Campo Cecina) e ad Ovest col canale di Gragnana, affluente del fiume Carrione. La parte orientale è delimitata dai Vallini del Monte Sagro mentre quella Sud-orientale dalla costa di Venedreta che segue lo spartiacque del Fiume Frigido; la zona a Sud infine, è circoscritta dal fondo valle che, attraversando il paese di Bedizzano, corrisponde (quale limite geologico) al contatto tettonico tra i Grezzoni e l'Unità di Massa.

La zona è caratterizzata da un'intensa concentrazione di attività di escavazione (7 cave/km²) che viene ad incidere fortemente sia sull'aspetto economico, sia per quanto riguarda l'aspetto ambientale del territorio, con tutto quello che ne deriva sotto il profilo dell'inquinamento industriale.



Fig. n. 2: Vista panoramica dal Monte Betogli

CAPITOLO 2

STORIA DEGLI STUDI

Già a partire dagli anni trenta, alcuni studiosi stranieri (KOBBER, 1927; TILMANN, 1929; KOBBER, 1937; TEICHMULLER, 1935), in seguito alla nascita e affermazione delle prime “interpretazioni faldistiche” sulla geologia della catena alpina, applicarono tali teorie anche alle Alpi Apuane. In Italia, una spinta verso l'accettazione di tali teorie si ha dopo i lavori di MERLA (1951) e IPPOLITO (1950) condotti sull'Appennino, in cui veniva riconosciuta la marcata alloctonia della Falda Toscana sul substrato metamorfico apuano, contrariamente ritenuto autoctono da altri studiosi. Da allora l'interpretazione faldistica diventa pietra miliare per gli studi specialistici, nonostante la persistenza di alcune critiche (v. cap. 5).

Gli studi del secolo scorso spiegano la vergenza del Nucleo Metamorfico Apuano verso l'asse della catena con il sistema delle strutture plicative, che risultavano aventi i piani assiali immergenti verso W-SW nel versante tirrenico, ed E-SE in quello della Garfagnana (LOTTI, 1881; ZACCAGNA, 1898).

Negli anni settanta, grazie ad accurate analisi strutturali (CARMIGNANI & GIGLIA 1975a, 1975b, 1977, 1977, 1983, 1984; CARMIGNANI *et al.* 1978, 1980, 1987; BOCCALETTI & GOSSO, 1980; BOCCALETTI *et al.* 1982, 1983; CAPITANI & SANI, 1983; MORATTI, 1989.), si comprese che “la doppia vergenza” apuana era dovuta solo ad una errata interpretazione delle pieghe duttili apuane.

Grazie a questi studi, le scaglie tettoniche dello Stazzemese e delle Panie, considerate un tempo “parautoctone” (MAXWELL, 1956; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; BOCCALETTI, 1987) sono state attribuite al Nucleo Metamorfico Apuano di cui costituirebbero dei klippen scaricati ad est (BIGAZZI *et al.*, 1988; COLI & PANDELI, 1992; CARMIGNANI, 1993; COLI, 1996).

A tali ricerche strutturali, vanno aggiunte le indagini condotte sul metamorfismo (AZZARO *et al.*, 1977; PREITE MARTINEZ *et al.*, 1978; TUCCI, 1980; DI PISA *et al.*, 1985; FRANCESCHIELLI *et al.*, 1986), sull'età delle deformazioni tettono-metamorfiche (KLIFFIELD *et al.*, 1981, 1986), sulla litostratigrafia e sull'assetto

strutturale delle successioni paleozoiche e della soprastante copertura alpina (BARBERI & GIGLIA, 1966; CARMIGNANI & GIGLIA, 1975b; CARMIGNANI *et al.*, 1987; COLI *et al.*, 1988; COLI, 1989a; CONTI *et al.*, 1991a 1991b; COLI & FAZZUOLI, 1992a-b; COLI & PANDELI, 1992), che hanno chiarito meglio il quadro delle conoscenze dell'attuale assetto tettonico-geometrico del Complesso Metamorfico Apuano, il quale risulta costituito di due Unità con metamorfismo sin-cinematico di basso grado (facies scisti verdi), distinte in UNITÀ DI MASSA e UNITÀ APUANA.

CAPITOLO 3

INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Al fine di descrivere sinteticamente la geologia del Nucleo Metamorfico Apuano sono stati presi in riferimento gli ultimi studi eseguiti da BOCCALETTI *et al.* (1980), CARMIGNANI & GIGLIA (1983) CARMIGNANI *et al.* (1987), COLI (1988, 1989, 1992), CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990).

L'Appennino settentrionale viene suddiviso in quattro unità strutturali:

- Unità Liguri
- Unità Subliguri
- Unità Toscane
- Unità Umbro-Marchigiane

In questo studio sono interessate le Unità Toscane che sono suddivisibili in NON METAMORFICHE (a cui appartiene la Falda Toscana e i Flysch Terziari) e METAMORFICHE (Complesso Metamorfico Apuano) di cui fanno parte l'Unità di Massa e l'Unità Apuana.

L'Unità di Massa e l'Unità Apuana risultano in contatto tettonico; ciò è dimostrato dal fatto che alcune strutture dell'Unità inferiore, appartenenti all'Unità Apuana non si risolvono in quelle superiori dell'Unità di Massa ma ne risultano tranciate (MECCHERI 1980; CARMIGNANI & GIGLIA 1984).

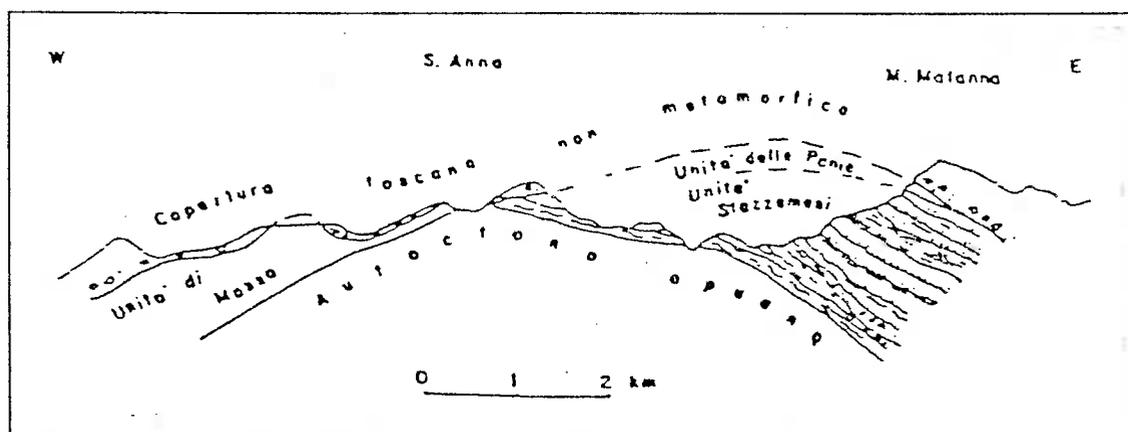


Fig. n 3: Rapporti Geometrici tra le Unità Tettoniche presenti nell'area Apuana (da: BOCCALETTI *et al.* 1987.)

Situato a nord ovest dell'Appennino Settentrionale, il Complesso delle Alpi Apuane copre prevalentemente il territorio della provincia di Massa Carrara e parzialmente quello di Lucca.

La complessità della situazione strutturale, unita al fatto che vi affiorano unità tettoniche derivanti da domini paleogeografici diversi, rendono le Alpi Apuane un elemento unico e di notevole interesse nel panorama geologico italiano.

Su di esso vanno a incidere varie realtà geologiche: Unità Metamorfiche, Falda Toscana, Unità Liguri e i Bacini neogenici. La Falda Toscana presente nell'area settentrionale della Toscana, costituisce un anello continuo lungo tutto il perimetro del Massiccio Metamorfico Apuano, configurando così la classica finestra tettonica.

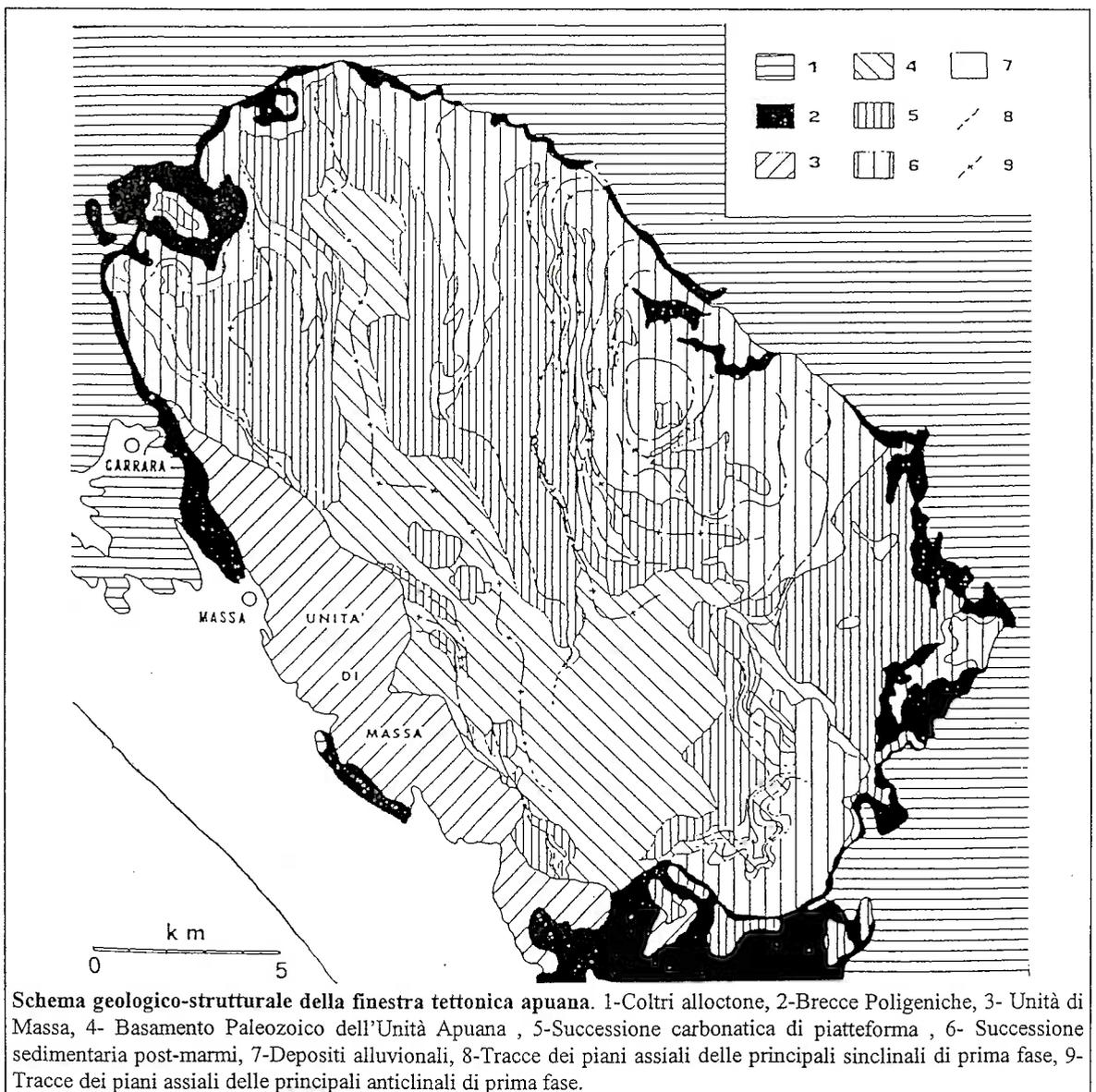


Fig. n. 4: Finestra tettonica (da CARMIGNANI & GIGLIA, 1984) .

Il metamorfismo di basso grado a cui sono andate soggette le formazioni del Complesso Metamorfico Apuano è caratterizzato da paragenesi a quarzo, albite, mica bianca potassica e clorite, a cui localmente si associano cloritoide, calcite ed epidoto. Questa paragenesi è quella tipica della facies metamorfica degli Scisti Verdi e le condizioni termiche e bariche calcolate (con temperature nell'ordine dei 300 - 400 °C e pressioni nell'ordine dei 3-4 kbars), indicano un metamorfismo di tipo regionale (CARMIGNANI, *et al.*, 1980; CARMIGNANI & KLGFIELD, 1986; MECCHERI, 1980; CARMIGNANI & GIGLIA, 1984).

L'area viene così ad esser interessata da terreni che vanno dai livelli strutturali più profondi, appartenenti al basamento epimetamorfico ercinico (paleozoico) e alle sue coperture epimetamorfiche mesozoiche (Complesso Metamorfico Apuano), a quelli più superficiali rappresentati dai depositi post-orogeneci, plio-quadernari.

Il Basamento Paleozoico è costituito da formazioni essenzialmente filladiche quarzitiche, mentre la sua copertura mesozoica è prevalentemente carbonatica.

La successione stratigrafica non metamorfica della soprastante Falda Toscana si compone di una parte basale, mesozoica, prevalentemente carbonatica, cui segue una successione, anch'essa mesozoica, calcareo-silico-marnosa ed un complesso sommitale argilloso-arenaceo (preflysch-flysch) terziario.

Le Unità Ligure e Sub-Ligure, derivate rispettivamente da un dominio oceanico e peri-continentale, sono costituite da complessi con dominante sedimentazione argillosa, e da formazioni flyshoidi arenacee-calcareo-marnose.

L'area oggetto della presente ricerca è caratterizzata dai seguenti domini stratigrafico-strutturali: Complesso Metamorfico Apuano (Unità Apuana; Unità di Massa), Breccie Poligeniche, Falda Toscana ed infine le Unità Liguri. Si ricorda che l'Unità Apuana e l'Unità di Massa conservano entrambe lo stesso tipo di Basamento Paleozoico-Ercinico:

a) Basamento Paleozoico-Ercinico

Il Basamento paleozoico-ercinico conserva i terreni più antichi affioranti all'interno del Complesso Metamorfico Apuano. Parimenti al comportamento della copertura alpina, il basamento rivela caratteri metamorfici deformativi tettono-metamorfici,

relativamente agli eventi tettonici compressivi terziari. Sono altresì presenti i “relitti” di una deformazione tettonica sinmetamorfica ercinica (CONTI *et al.*, 1991).

Uno dei motivi per cui è sempre risultata difficile la ricostruzione dell’originaria successione stratigrafica del basamento paleozoico, si deve sia alla scarsità di dati biostratigrafici, sia ai forti eventi transpositivi tettono-metamorfici ercinici ed alpini.

Per giungere ad una definizione del problema, e grazie alle migliorate conoscenze dei rapporti geometrici tra le varie formazioni, alcuni studi recenti hanno utilizzato la successione del basamento ercinico della Sardegna Sud-Orientale, di cui si conosceva la datazione, come elemento di riferimento per il Paleozoico Toscano (CARMIGNANI *et al.*, 1978; BAGNOLI *et al.*, 1979; VAI & COCOZZA, 1986; DI PISA *et al.*, 1988; GATTIGLIO *et al.*, 1989; ELTER & PANDELI, 1990; CONTI *et al.*, 1991a, 1991b).

Nel Basamento Paleozoico Apuano sono distinte le seguenti formazioni (BARBERI & GIGLIA, 1966; GATTIGLIO & MECCHERI, 1989; GATTIGLIO *et al.*, 1989; CONTI *et al.*, 1991a, 1991b; PANDELI & COLI, 1992):

- **Filladi inferiori:**

Filladi sericitico-cloritiche generalmente quarzose, di colore grigio e grigio verdastre, spesso alternate a metagrovacche grigio olivastre. Sono localmente presenti corpi di metabasiti (“metabasiti della Valle del Giardino” *Auctt.*), geochimicamente equiparati a basalti di intraplacca (WBP) ad affinità debolmente tholeitica (GIANNELLI & PUXEDDU, 1979), coeve alla formazione, o parzialmente relativi ad eventi intrusivi di natura calc-alkalina, probabilmente silurico-devoniana (CONTI *et al.*, 1988).

In alcune zone, il tetto della formazione è marcato da un discontinuo paraconglomerato ad elevata maturità sia tessiturale che mineralogica che, sempre per assimilazione con il basamento sardo, testimonia secondo alcuni (CONTI *et al.*, 1991a) la discordanza caledoniana (“Fase Sarda” *Auctt.*). Cambriano superiore?-Ordoviciano inferiore?

- **Porfiroidi e scisti porfirici:**

Metavulcaniti e metavulcano derivati acidi; i Porfiroidi, derivanti da corpi magmatici sin-orogenici (CARMIGNANI *et al.*, 1991), di origine riolitica e riodiacitica (PUXEDDU

et al., 1984), sono generalmente massivi, di colore grigio chiaro e verdastro, con relitti millimetrici di quarzo o feldspati, immersi in una matrice quarzatico-micacea. Gli Scisti Porfirici, sono rappresentati da metareniti scistose e filladi, colore da verdi a grigio scure, con piccoli cristalli di quarzo magmatico. Ipotizzata la loro derivazione dallo smantellamento sub-aereo dei porfiroidi stessi. Ordoviciano medio?

- **Metarenarie Quarziti e Filladi:**

Alternanza di metarenarie quarzose e quarziti con livelli di filladi sericitiche grigie, da fini a grossolane, associati localmente a metacalcari ferriferi; nelle metarenarie sono presenti strutture sedimentarie a gradazione granulometrica e laminazioni.

Rappresentano depositi clastici trasgressivi, da litorali a marini poco profondi. Ordoviciano superiore?

- **Filladi Grafitose e litidi:**

Filladi e filladi quarzoso grafitose con un ricco contenuto di materiali organici, alternate a locali livelli decimetrici di microquarziti nerastre (“litidi”). Ricontrati resti non determinabili di Graptoliti (GORTANI, 1933). Siluriano?

- **Dolomie Scistose ad Orthoceras:**

Dolomie e metadolomie calcaree cristalline, da grigie a nerastre con livelli filladico-grafitosi di spessore sub-decimetrico, riferibili ad ambiente marino neritico-pelagico, riducente (GIGLIA, 1967). Da tale formazione provengono i reperti fossiliferi più importanti del Paleozoico Apuano, come crinoidi, nautiloidi, ostracodi e conodonti del Ludloviano (MENEGHINI, 1990; VAI, 1972; BAGNOLI & TONGIORGI, 1979. Siluriano superiore.

- **Calcescisti e calcari nodulari di Retignano:**

Calcescisti e metacalcari grigi e rosati, localmente nodulari, alternati a livelli filladici grigio verdastri. In tali litologie, di ambiente pelagico, sono stati trovati conodonti (BAGNOLI & TONGIORGI, 1979). Devoniano.

b) Unità Apuana

Si tratta del più esteso affioramento areale e verticale tra le successioni metamorfiche toscane. Risulta costituita da un basamento paleozoico e da terreni mesozoici terziari, entrambi coinvolti da processi deformativi tettono-metamorfici terziari legati alla tettonica appenninica.

La copertura sedimentaria mesozoico-terziaria è differente dalle due unità tettono-metamorfiche che costituiscono il Complesso Metamorfico Apuano. Essa comprende, a scala regionale, i più estesi affioramenti delle successioni metamorfiche toscane e include sia le formazioni mesozoico-terziarie che il basamento ercinico.

Al di sopra della discordanza basale del ciclo alpino, si distinguono, dal basso verso l'alto, le seguenti formazioni (CARMIGNANI, 1985; COLI & PANDELI, 1992; COLI & FAZZUOLI, 1992b):

■ **VERRUCANO**: metaconglomerati quarzosi a matrice dominante, quarzitico filladica, di colore da grigio violacea a verdastra, passanti a livelli metapsammatici e quarzitico-filladici. Occasionalmente, si registra la presenza di liste e noduli carbonatici ferriferi, colore rosso oca, riconducibili a calici rimaneggiate. Ambiente riferibile a conoidi e/o fiumi a canali intrecciati (COLI & FAZZUOLI, 1992b). Ladinico superiore?-Carnico p.p.

■ **FORMAZIONE DI VINCA**: rocce quarzitico carbonatiche e dolomitiche microcristalline, spesso impure, colore da grigio ad avana con livelli rossastri. Frequenti intercalazioni filladiche grigie e grigio-verdi, e livelli metaconglomeratici e di brecce poligeniche a monogenici. Verso l'alto della formazione prevalgono i litotipi carbonatici. Ambiente di transizione probabilmente di tipo lagunare-tidale, con sedimentazione carbonatica ed apporti silicoclastici. Carnico ? (PELLEGRINI, 1985).

■ **GREZZONI**: dolomie microcristalline in strati e banchi con rari interstrati pelitici millimetrici. All'interno della formazione, si individuano le seguenti litofacies principali (CIARAPICA & PASSERI, 1978): brecce essenzialmente monogeniche; facies oolitico-stromatolitiche; facies dolomitiche massive. Norico p.p.-Retico (CIARAPICA & PASSERI, 1978; FAZZUOLI *et al.*, 1988).

■ **MARMI A MEGALODONTI**: alternanza di dolomie in strati e banchi, di livelli marmorei con interstrati filladici, e localmente, di strati metacalcarei marnosi, a colore grigio scuro o nero (“Nero di Colonnata” MERLA, 1951). In alto, presenza di livelli fossiliferi a Megalodontidi (*Concodon infraliasicus*; MERLA, 1951), L’ambiente delle facies calcareo-dolomitica è decisamente sotto-tidale, mentre quello dei metacalcarei marnosi è riferibile ad una rampa a sedimentazione mista.

■ **BRECCE DI SERAVEZZA**: soltanto nelle Alpi Apuane centromeridionali, è presente un orizzonte di breccie poligeniche con clasti da decimetrici a metrici, derivanti essenzialmente dalle formazioni dei Marmi s.s o dei Grezzoni; non sono presenti stratificazioni, gradazioni o classazioni. Il tetto è in genere costituito da un livello ricco in porfiroblasti di Cloritoide (Ottrelite -“Scisti a Cloritoide” *Auctt.*) relativo ad eventi tipo debris-flow su scarpate probabilmente di faglia (CARCANGIU, *et al.*, 1992). Le Breccie di Seravezza non hanno restituito alcuna documentazione per una proposta di datazione, ma la loro localizzazione tra i sottostanti marmi e Megalodonti del Retico ed i soprastanti Marmi Hettangiani, suggerisce l’ipotesi a favore di una loro genesi al momento di passaggio Retico-Liassico.

■ **MARMI DOLOMITICI**: alternanza di marmi grigi e dolomie chiare in strati e banchi, organizzata in ciclotemi, con i termini sottotidali ricchi di resti di gasteropodi e lamellibranchi, ed intertidali e supratidali a stromatoliti e fenestrae. L’ambiente di deposizione va da una zona sub intertidale, fino a supratidale, interna alla piattaforma carbonatica. L’età definita per la formazione dei Marmi, a causa della mancanza di fossili significativi, è data per analogia della base del Calcare Massiccio (FAZZUOLI *et al.*, 1985; COLI & FAZZUOLI, 1992b). Retico-Hettangiano inferiore.

■ **MARMI s.l.**: marmi bianchi e color avorio, con sottili livelli di marmi a muscovite e orizzonti di filladi carbonatiche; marmi massicci di colore variabile dal bianco al grigio scuro, con rari sottili livelli di dolomie e marmi dolomitici giallastri. Breccie monogeniche ad elementi marmorei, da centimetrici a metrici, rare breccie poligeniche a prevalenti elementi marmorei, e subordinati elementi quarziticci, talvolta con matrice filladica violacea o rossastra. L’ambiente di deposizione corrisponde a quello di piattaforma carbonatica, dove -a seconda delle caratteristiche sedimentologiche- si

distinguono le diverse facies: da inter-supra tidale, a depositi di barre oolitiche o di canali di marea, fino a sottotidale altamente riducente (COLI & FAZZUOLI, 1992b). Hettangiano.

■ **CALCARE ROSATO**: metacalcari stratificati di spessore decimetrico e costituenti un livello discontinuo potente sino ad alcuni metri; colore avorio, talora leggermente rosato, a grana estremamente fine, con sottili ramages bruno grigiastri, e cristalli di pirite. Nella parte sommitale, vi sono presenti selce chiara in liste e letti. L'ambiente di deposizione è di tipo pelagico. Età Sinemuriano-Pliesbachiano, ipotizzata per analogia con il Rosso Ammonitico della Successione Toscana non Metamorfica.

■ **CALCARI SELCIFERI AD AMMONITI**: metacalcari e in minor entità metacalcareniti, di colore grigio scuro, in strati decimetrici con selce in letti e fiamme (costituenti relitti di cerniere intrafoliali sradicate). Spesso sono presenti intercalazioni filladiche con pirite, noduli limonitici e ammoniti limonitizzate. Liassico superiore.

■ **CALCESCISTI**: metacalcari grigi fittamente foliati, con strati decimetrici di calcescisti grigio scuro verdastri, con patine di alterazione marrone chiaro, e con sottili intercalazioni di filladi carbonatiche. Liassico superiore-Dogger.

■ **DIASPRI E SCISTI DIASPRINI** ("DIASPRI" *Auctt.*): metaradiolariti rossastre e violacee e verdi, raramente grigie, sottilmente stratificate, con interstrati di filladi quarzitiche. Nella parte superiore della formazione, presenti sottili livelli di metacalcari silicei, e di filladi più o meno carbonatiche.

■ **CALCARI SELCIFERI AD ENTROCHI** (*Auctt.*): metacalcari grigi con liste e noduli di selce. Nelle zone a spessore maggiore, la parte inferiore è costituita da metacalcilutiti grigio chiare e avorio, ben stratificate; la parte superiore è formata prevalentemente da metacalcareniti grigie con strati più spessi, contenenti liste e noduli di selce. Localmente al tetto della formazione, lenti di metacalciruditi derivate da originarie breccie poligeniche ad elementi calcilutitici, dolomitici e radiolaritici. Titonico superiore-Cretaceo inferiore.

■ **SCISTI SERICITICI VARICOLORI** (“Scisti sericitici” *Auctt.*): filladi sericitiche e sericitico-cloritiche, verdastre, violacee, violacee e grigie; rare e sottili intercalazioni metacalcaree e metacalcarenitiche verdi, marmi a clorite e metaradiolariti rosse. Cretaceo inferiore-Oligocene.

■ **PSEUDOMACIGNO**: metarenarie quarzoso-feldspatiche-micacee grigie, gradate a granulometria generalmente da medio-grossolana a fine, con livelli di metasiltiti grigio scure e intercalazioni di filladi nerastre. Oligocene medio?-superiore (DALLAN NARDI, 1979).

Il basamento reca evidenza di un evento tettono-metamorfico ercinico; esso, insieme alla copertura alpina, è stato coinvolto integralmente dai processi blastico deformativi terziari della tettonogenesi appenninica; entrambe le Unità risultano quindi caratterizzate da un dinamo-metamorfismo di basso grado, in facies di scist-verdi (con muscovite + quarzo + clorite + albite + epidoto +/- cloritoide +/- biotite verde), implicante $T = 350-400\text{ °C}$, per $P = 3-4\text{ kbar}$ (FRANCESCHIELLI *et al.*, 1986), con n significativo decremento delle temperature massime dai settori occidentali a quelli orientali (DI PISA *et al.*, 1985). L’Unità Apuana è stata correlata, sia per l’età che per le caratteristiche litologiche alle formazioni della Falda Toscana, pur questa non presentando fenomeni di metamorfismo.

c) Unità di Massa:

Presente sul lato Occidentale del complesso metamorfico Apuano, sovrasta tettonicamente l’Unità Apuana, ed è formata da un basamento paleozoico su cui poggiano in discordanza stratigrafica due cicli sedimentari triassici.

Il ciclo inferiore (ciclo di “Rift abortito”) risalente all’età Anisica-Ladinica, risulta composta da depositi silico-clastici continentali e/o costieri, sovrastanti a loro volta una piattaforma carbonatica (“calcarei a Diplopore” *Auctt.*) e successivamente depositi neritico-pelagici a composizione silicoclastico-carbonatica con evidenze di risedimentazione gravitativa; livelli di prasiniti sono caratteristici di questo ciclo e testimoniano un vulcanismo basico interplacca legato a rifting medio-triassico.

Il ciclo sedimentario superiore (Carnico) è costituito da metaconglomerati quarzosi fluviali, passanti in alto a depositi quarziticci (di probabile origine continentale-litorale), i quali si sovrappongono ai terreni del ciclo inferiore con contatto erosivo. Nell’Unità

di Massa affiorano le metamorfite di più alto grado dell'Appennino settentrionale, con paragenesi a cianite + cloritoide, che implica $T \geq 420^\circ \text{C}$, per $P = 3-4 \text{ kbar}$ (FRANCESCHIELLI *et al.*, 1986), ma che può aver raggiunto $T > 450^\circ \text{C}$, per ritrovamento di staurolite presso Bedizzano (WUNDERLICH, 1960; VELDE, 1965).

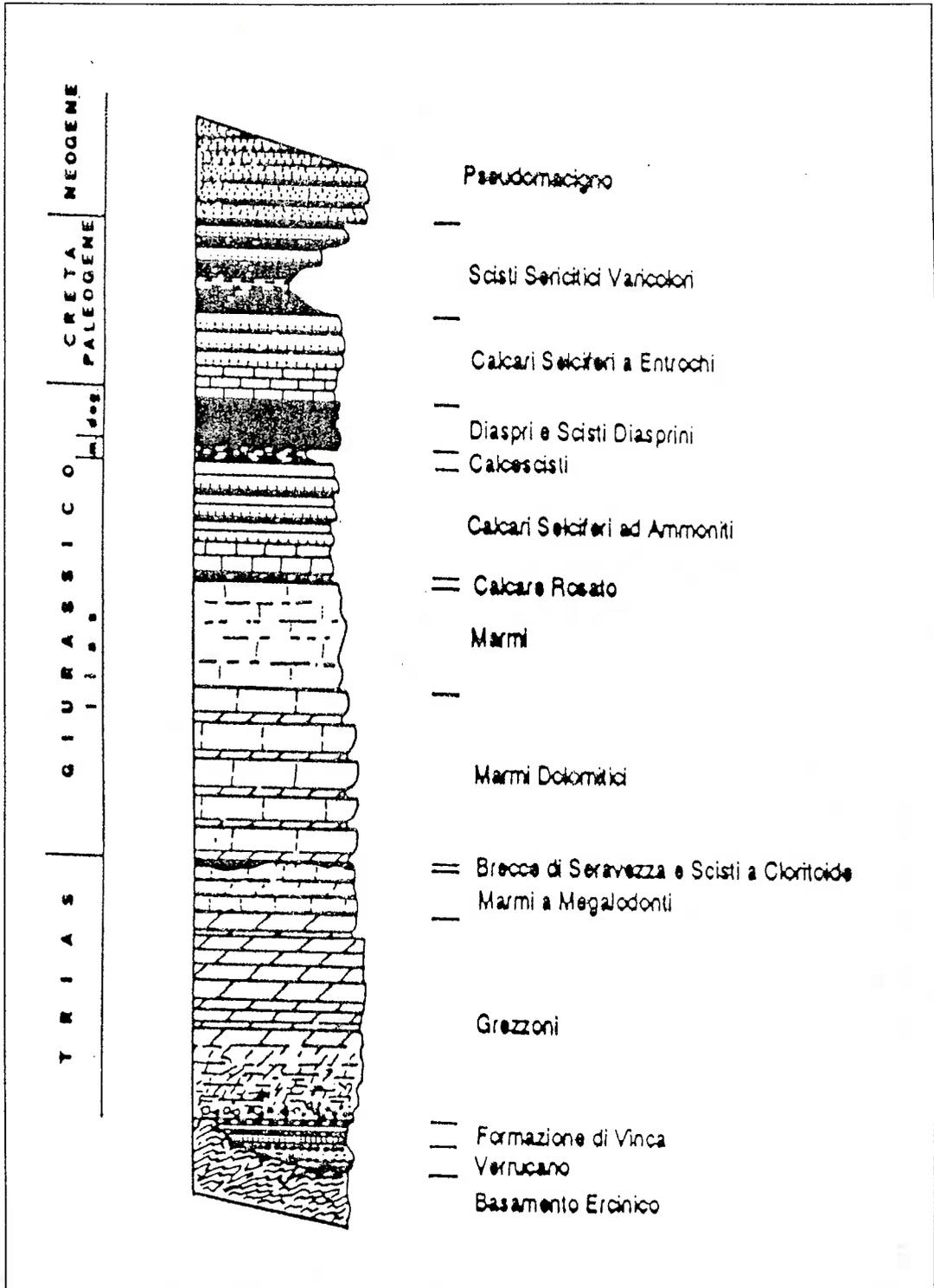


Fig. n. 5: Successione stratigrafica dei terreni Alpini dell'Unità Apuana (da Coli & Pandeli, 1992)

d) Brecce Poligeniche

Per Brecce Poligeniche o “Calcareao Cavernoso” *Auctt. p.p* si intende l'unità interposta tra il Complesso Metamorfico e la sovrastante Falda Toscana. La storia degli studi ha individuato in questa formazione uno dei problemi più controversi per quanto riguarda la loro origine, sedimentaria per alcuni studiosi (DALLAN-NARDI & NARDI, 1973; DALLAN-NARDI 1979; SANI, 1985) e tettonica per altri (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1980). Secondo l'ipotesi della genesi sedimentaria, le caratteristiche delle Brecce Poligeniche (cemento calcareo micritico, presenza di lamine sub-parallele, stratificazione grossolana talvolta gradazione degli elementi) fanno pensare che, si siano formate in ambiente subacqueo di bassa profondità, essendo stati ritrovati a Metato (provincia di Lucca), foraminiferi di *Orbulina universa* D'Orbigny.

Lo spessore, dell'ordine di alcune centinaia di metri, suggerisce che la formazione si sia depositata con rapido accumulo in una depressione antistante la Falda Toscana, fortemente subsidente (DALLAN-NARDI & NARDI, 1973).

Per altri autori le Brecce Poligeniche avrebbero origine tettonica, geneticamente legate alla superficie tettonica di base della Falda Toscana (contatto tra Complesso Metamorfico Apuano) ed a laminazioni tettoniche distensive recenti (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; CARMIGNANI *et al.* 1992, 1993, 1994).

e) Falda Toscana

La successione stratigrafica della Falda Toscana, come quella dell'Unità Apuana, è caratterizzata in principio da sedimenti clastici e successivamente da sedimentazione di mare basso, prevalentemente carbonatica.

Nel Triassico Superiore, l'area di sedimentazione assume una paleogeografia articolata (PASSERI, 1984) con piattaforme evaporitiche (Anidriti di Burano), margini di piattaforma carbonatiche (Grezzoni), e bacini ristretti in approfondimento (Formazione della Spezia). Durante il Liassico Inferiore in alcune aree si insediano ambienti pelagici (Formazione di Ferriera), in altre, piattaforme carbonatiche (Calcareao Massiccio). Queste ultime frammentandosi e collassando portano ad un ambiente abbastanza profondo ed esteso a tutto il bacino (Rosso Ammonitico) (FAZZUOLI, 1980). Nel Liassico Superiore la subsidenza dell'area, caratterizzata da una sedimentazione calcareao-marnosa, si fa marcata in concomitanza con l'apertura dell'Oceano Ligure. Il Cretaceo Inferiore è caratterizzato da deposizione di

emipelagiti (Scisti Policromi) saltuariamente interrotta da depositi clastici grossolani. Tra l'Oligocene Inferiore ed il Superiore il bacino viene invaso bruscamente da imponenti apporti torbiditici silicoclastici (Macigno) di provenienza alpina.

f) Unità Liguri

Lungo i margini Nord e Sud del versante apuo-versiliense, si registra la presenza di piccoli lembi di terreni appartenenti alle coltri liguri. Tali formazioni fanno parte dell'Unità del Caio, dell'Unità del Gottero e del Supergruppo della Calvana (BOCCALETTI *et al.*, 1982; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969, 1970).

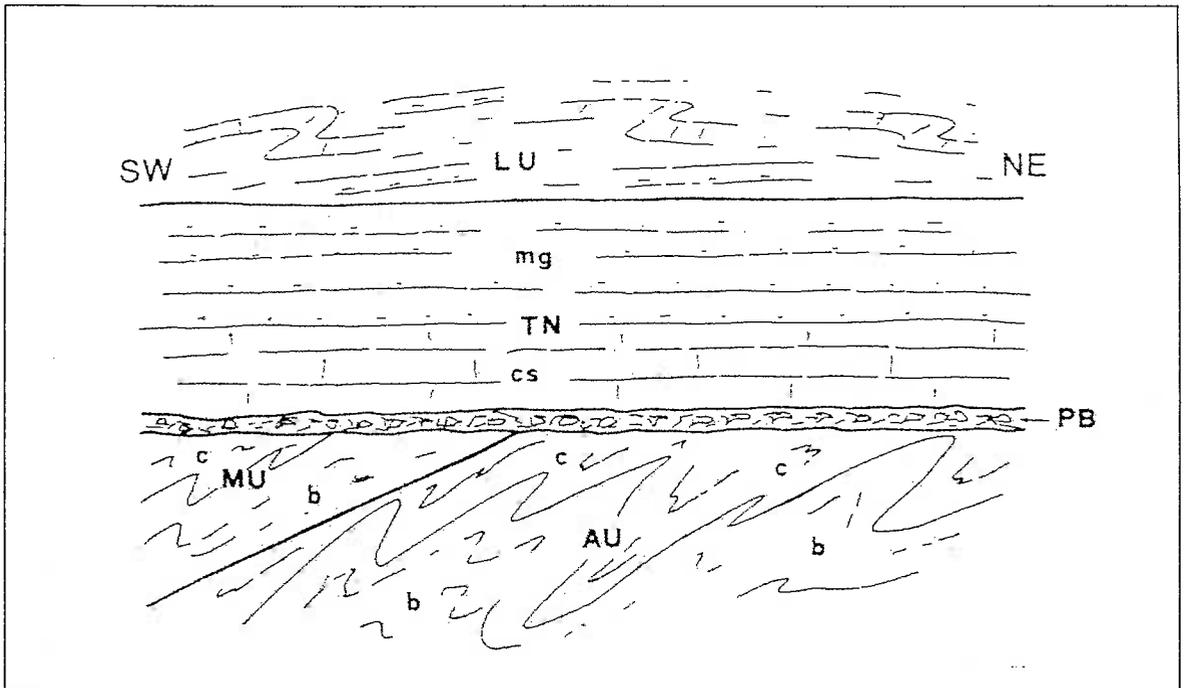


Fig. n. 6: Schema dei rapporti intercorrenti tra le Unità del Nucleo Metamorfico Apuano e le sovrastanti Falda Toscana ed Unità Liguri (AU: Unità Apuane; MU: Unità di Massa; b: Paleozoico; c: Copertura; TN: Falda Toscana, cs: sequenza carbonatica, mg: macigno; LU: Unità Liguri; PB: Breccie Poligeniche).(da: COLI, 1989).

brecciati, laminitici, doloarenitici ed alcuni strati bioclastici oltre che sporadici banchi neri massivi ed orizzonti marnosi neri (“Nero di Colonnata”) che rappresentano spesso il tetto della formazione.

Aspetto Macroscopico:

dolomie brecciate di colore nocciola o rosato e dolomie grigio scure omogenee. Aspetto massiccio, rotto da superfici di dissoluzione con pellicole di filladi separanti strati che vanno da 30 cm a 5 m. Le Dolomie si alternano a strati e banconi con stromatoliti piane e a strati di circa 30 cm di dolomie micritiche a fratture concoidi di colore giallo oca o rossiccio al taglio fresco.

Luogo di affioramento:

si trova nel fianco rovesciato della Sinclinale di Carrara; i Grezzoni dominano l’area che va da Nord Ovest (presso Torano) fino a Sud Est (presso Bedizzano).

Ambiente di sedimentazione:

inter-sopratidale appartenente al margine della piattaforma carbonatica con condizioni iperaline prevalenti.

Rapporti con altre formazioni:

il passaggio alla soprastante formazione dei Calcari e Marne di Colonnata è ben rappresentato nella zona di Belgia, mentre ad Est di Bedizzano, non è possibile osservarne la base essendo l’affioramento sovrastato tettonicamente dall’Unità di Massa.

Calcari e Marne di Colonnata (*Triassico superiore*)

Nonostante i Calcari e Marne di Colonnata siano stati precedentemente cartografati come Marmi a Megalodonti, da CARMIGNANI (1985), come Marmo Scistoso da COLI *et al.* (1987), e come Nero di Colonnata dai vecchi autori, in realtà i Marni a Megalodonti corrispondono parzialmente ai Calcari e Marne di Colonnata. Il Marmo Scistoso e il Nero di Colonnata, invece, vi corrispondono per intero. Nella zona qui trattata, il Calcare Marnoso di Colonnata si distingue chiaramente per le caratteristiche del processo di sedimentazione dalla formazione di Grezzoni s.s. (CIARAPICA & PASSERI, 1978).

Aspetto macroscopico:

alternanza di dolomie biancastre o avana, in strati e banchi con metacalcari marnosi e neri o marmi da grigi a chiari. A Cima d'Uomo c'è una prevalenza di livelli marnosi su quelli arenitici, ma sulla Costa di Venedreta ed in Belgia prevalgono le facies arenitiche.

Luogo di affioramento:

affiorano estesamente sia nei dintorni di Colonnata, a Cima d'Uomo e nei Canaloni, sia in una fascia con direzione W-NW/E-SE (fra il M. Croce ed il Canale di Combratta).

Ambiente di sedimentazione:

riferibile ad una rampa esterna di una piattaforma carbonatica, con la deposizione che avveniva sotto il livello di base d'onda. La presenza di livelli calcarenitici con deposizioni di fanghi indica episodi di alta energia (tempeste) nell'ambito di un ambiente tranquillo. Il colore nero indica condizioni di scarsa ossigenazione solo temporaneamente asfittico. Ambiente sottotidale. (COLI-FAZZUOLI, 1992b).

Rapporti con le altre formazioni:

al tetto passano al Marmo Dolomitico con un'alternanza di strati marmorei grigio scuri che diventano via via più frequenti, fino a divenire l'unico litotipo presente.

Marmo Dolomitico (*Liassico inferiore*)

Aspetto Macroscopico:

marmi grigio chiari, con rare venature in strati e banconi; spesso alternati a veri e propri livelli dolomitici (dimensioni da centimetrici a metrici). La grana è arenitica di aspetto cristallino.

Luogo di affioramento:

situato nella zona di Colonnata, attraversa il crinale a Nord di Cima d'Uomo per proseguire nel Canalone di Colonnata seguendone a diverse quote il fianco destro; successivamente attraversa il fondo valle e sale a Venedreta fino a scomparire del tutto presso le vicinanze di Cima Gioia. E' presente inoltre in una fascia ristretta del fianco rovescio della sinclinale di Carrara (presso Belgia).

Ambiente di sedimentazione:

può essere riferito ad una zona sub-intertidale sino a sopra-tidale, posto nella parte interna di una piattaforma carbonatica.

Rapporti con altre formazioni:

il passaggio verso l'alto a marmo bianco è legato a una brusca scomparsa della stratificazione e da una netta variazione di colore.

Calcare Rosato (*Liassico medio*)

Comunemente chiamato dai cavatori come Cremo, Zebrino, Cremo Delicato e Biancone, corrisponde ai Marmi Zebrini p.p. cartografati da CARMIGNANI (1985).

Aspetto Macroscopico:

è costituito da metacalcari di grana medio grossa, disposti in strati di spessore centimetrico con interletti di filladi o metacalcari filladici di uguale spessore. I metacalcari sono di colore nocciola chiaro, bianco e bianco-avorio, leggermente rosato a grana fine, con sottili ramages bruno grigiastri ed abbondante pirite (COLI & FAZZUOLI 1992b).

Luogo di affioramento:

lungo una fascia NW-SE nella zona di Belgia tra i Ponti di Vara ed il Bacchiotto, lungo la Fossa del Cardellino ed in tutta la zona di Artana.

Ambiente di sedimentazione:

Calcari Rosati paragonati al Rosso Ammonitico e riferiti ad un ambiente di rampa a lenta sedimentazione. Per la parte basale (presenza di breccie, filoni sedimentari e dolomia) invece dobbiamo considerare un ambiente riferito alla zona di transizione in cui le acque dolci freatiche si mescolano a quelle marine (FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1981; CHOQUETTE, 1988; COLI & FAZZUOLI, 1991).

Rapporti con le altre formazioni:

alla base possiamo trovare il Marmo Nuvolato o il Bardiglio; al tetto il passaggio avviene sempre con il Calcare Selcifero ad Ammoniti.

Calcare Selcifero ad Ammoniti (*Liassico superiore*)

Aspetto Macroscopico

metacalcari di colori grigio scuro stratificati con livelli sia micritici che arenitici. Lo spessore degli strati è di circa cm 5-10 (raramente si osservano strati con spessori di cm 40-50). Le selci presenti, finemente ricristallizzate, si presentano in noduli, liste e letti.

Luogo di affioramento:

in una larga fascia tra la Rocchetta ed i Ponti di Vara proseguendo verso N-W parallelamente al Canale di Torano.

Ambiente di sedimentazione:

la posizione suggerisce una disposizione in bacini di piccole dimensioni, originati durante la fase di sprofondamento della piattaforma, con abbondante risedimentazione di clasti carbonatici provenienti dalle zone circostanti più rilevate (COLI & FAZZUOLI, 1992).

Rapporti con le altre formazioni:

alla base si trovano sempre i Calcari Rosati o il Marmo Bianco.

Scisti sericitici varicolori (*Cretaceo Inferiore*)

Aspetto macroscopico:

si tratta di una formazione eterogenea caratterizzata principalmente dalla presenza di filladi sericitiche e sericitico-cloritiche (colore verdastro, rosso-vinaccia, o grigio) e da metacalcari e metacalcareniti chiare (*Calcari a Nummuliti Auctt.*).

Luogo di affioramento:

situate a nord dell'area in esame, e precisamente nella zona di Campo Cecina.

Ambiente di sedimentazione:

ambiente pelagico e di scarpata

Rapporti con altre formazioni:

prevalentemente il contatto alla base avviene con il Calcare Selcifero ad Ammoniti meno frequentemente con il Marmo Nuvolato.

MARMI:

Marmo Bianco (*Liassico inferiore*)

Genericamente definito come "Marmo Ordinario", costituisce il litotipo più rappresentativo ed indagato di tutto il Bacino Marmifero di Carrara. Si considerano in questa sede, inclusi nel "gruppo" del Marmo Bianco, anche gli affioramenti di Marmo Venatino (portorino) e di Marmo Venato-Brouillè, locazzati presso il Monte Morlungo.

Aspetto Macroscopico:

di colore bianco tendente al grigio chiaro, con aspetto cristallino, massiccio, e grana omogenea con cristalli di circa mm 0,5. Disposte in modo casuale all'interno della massa marmorea bianca si notano "macchie" di colore grigio scuro o bruno di circa mm 5-10 a grana siltitica.

Luogo di affioramento:

è dislocato in tutto il Bacino Marmifero di Carrara; in alcune limitate zone, è inutilizzabile a fini commerciali sia per la presenza di dolomite nella massa marmorea sia per l'intensa fratturazione subita durante le deformazioni tettono-metamorfiche.

Ambiente di sedimentazione:

il colore chiaro omogeneo dovuto (assenza di parti organiche) è dovuto ad un originario ambiente di sedimentazione molto ossigenato (elevata turbolenza). Probabile origine da barre oolitiche di ambiente marginale, relative a piattaforma carbonatica con brevi episodi di emersione.

Rapporti con altre formazioni:

nella zona dei Canaloni di Colonnata il Marmo Bianco è l'unica formazione presente tra il Marmo Dolomitico ed i Calcari Selciferi e/o il Marmo Nuvolato; essa quindi rappresenta da sola tutta la sequenza dei marmi in senso stretto. Nella Sinclinale di Carrara, nei pressi di Belgia, la base è sempre a contatto col Marmo Dolomitico mentre al tetto si trova il Marmo Venato. I contatti sono sempre netti.

Marmo Venato (*Liassico inferiore*)

Aspetto Macroscopico:

calcare metamorfico grigio pallido tendente al bianco, numerose venature grigio scure da millimetriche a centimetriche, con andamento anastomizzato, in genere sub-parallelo alla scistosità principale (di piano assiale "verso di macchia"). Le dimensioni delle plaghe di marmo separate dalle venature vanno dal decimetro al metro. Macchie da millimetriche a centimetriche, con iso-orientazione, riferibili a "fenestrate" con riempimento talvolta costituito da vari ordini di calcite spatica e spesso da silt vadosi (COLI & FAZZUOLI, 1992).

Luogo di affioramento:

situato nella zona Nord-Ovest di Granotaro.

Ambiente di Sedimentazione:

probabilmente depositato in ambiente inter-sopra-tidale con episodi di esposizione sub-aerea con formazione di "fenestras"; per esposizioni più prolungate si è sviluppato anche un certo carsismo (COLI & FAZZUOLI, 1992).

Rapporti con le altre formazioni:

lo si trova sempre sotto il Marmo Nuvolato, nei pressi della Stazione Tarnone mentre proseguendo verso S-E diviene più frequente il passaggio al Marmo Bardiglio.

Marmo Statuario (*Liassico inferiore*)

Aspetto Macroscopico:

marmo di colore bianco avorio, a grana cristallina generalmente grossa 0.5 millimetri (CRISCI *et al.* 1985). La massa marmorea è anastomizzata da venature di colore verde-grigio, contenenti silt, filladi e cristalli di pirite, di spessore variabile da pochi millimetri a qualche centimetro, talvolta fino a 50-70 centimetri (quest'ultime definite dai cavaatori "madri-macchie"). Le venature formano filoni ad orientazioni discordanti con la giacitura litologica. L'aspetto è quello di una breccia, in cui si individuano clasti di dimensioni decimetriche, immersi in abbondante matrice; sporadica la presenza di clasti a dimensioni maggiori con scarsa matrice, attraversati da filoni.

Luogo di affioramento:

il principale affioramento è situato nella zona di Belgia. Gli altri affioramenti, di minor entità, sono stati inclusi nel "gruppo" del Marmo Bianco, e si localizzano nella Cave di Gioia, nella Fossa del Cardellino e nella zona di Artana.

Ambiente di sedimentazione:

le caratteristiche dell'aspetto e la presenza di materiale pelitico all'interno delle venature, fanno supporre che si sia sedimentato al margine esterno della piattaforma carbonatica (COLI & FAZZUOLI, 1991), e che una volta litificato, sia stato fessurato in situ da attività tettonica in ambiente sottomarino, con sviluppo di fratture beanti riempite successivamente da sedimenti pelitici (filoni sedimentari).

Rapporti con altre formazioni:

generalmente si trova al di sopra dei marmi s.s.; talvolta, come in Belgia, si osservano passaggi laterali con il Marmo Venato, mentre al tetto il passaggio avviene con il Marmo Bardiglio col Marmo Nuvolato.

Marmo Bardiglio (*Liassico inferiore*)

Aspetto macroscopico:

marmo di colore grigio scuro, nero o nero bluetto; venature rare, di spessore millimetrico; il colore scuro uniforme è attribuibile a pirite microcristallina diffusa o a pigmento carbonioso (CRISCI *et al.*, 1975).

Luogo di affioramento:

affiora estesamente sui fianchi del Monte Zuccone (Artana), dal Calagio fino alle Cave di Gioia.

Ambiente di sedimentazione:

caratteristiche sedimentologiche e composizionali di probabile ambiente altamente riducente, sotto-tidale e sotto il livello di base d'onda. Questa situazione si verifica sia nella parte interna e ristretta della piattaforma carbonatica (area a tendenza subsidente) sia all'esterno della piattaforma, in zone più depresse.

Rapporti con le altre formazioni:

la base è a contatto col Marmo Bianco o col Marmo Bardiglio, al tetto avviene il passaggio ai Calcari Rosati oppure al Calcare Selcifero ad Ammoniti.

Marmo Nuvolato

E' considerato di origine tettonica (COLI, 1989; COLI & FAZZUOLI 1991) perché derivato da altre formazioni come il Marmo Bianco ed il Calcare Selcifero ad Ammoniti.

Aspetto macroscopico:

la massa marmorea si presenta con aspetto eterogeneo, ed è costituita da alternanze centimetriche di colore grigio e bianco disposte in bande parallele al verso di macchia. Si osservano vari livelletti di colore giallo ocra, marcati da cristalli di pirite; dislocati all'interno della massa marmorea nuclei sradicati di pieghe isoclinali.

Luogo di affioramento:

si trova dislocato in tutto il Bacino marmifero di Carrara e precisamente nella zona a cavallo della cresta compresa tra i Campanili e Belgia; a Fossa Cava (presenza di cave coltivate in epoca Romana); dal Monte Torrione scendendo verso Sud fino a Canal Grande; nell'area a N-NW del Bacino di Lorano fino a toccare la base del Monte Uccelliera (Campo Cecina).

Ambiente di sedimentazione:

derivato tettonicamente da altri litotipi, (Marmo Bianco e Calcarea Selcifero ad Ammoniti) si trova situato nelle zone di cerniera delle strutture plicative.

Nato da deformazione maggiore subita durante le fasi duttili della tettonica del Terziario, in corrispondenza delle chiusure di sinclinale tra i marmi e le formazioni superiori, è caratterizzato dalla presenza di meso-strutture tettoniche non riscontrabili a questa scala negli altri litotipi. Ad esempio nel Canale di Lorano (Bacino di Torano): una Sinclinale, all'interno del Marmo Bianco, con nucleo di Calcarea Selcifero presenta Nuvolato, collocato nelle zone di cerniera delle strutture plicative. Si presume pertanto che il Marmo Nuvolato abbia avuto origine da litotipi, come il Calcarea Selcifero e Marmo Bianco, piuttosto che da un ambiente sedimentario (**v. capitolo 5**).

Rapporti con altre formazioni:

è localizzato nella parte alta dei marmi s.s.; alla base, il passaggio è in genere segnato o dal M. Venato o dal M. Bianco, mentre in prossimità del tetto la successione può avvenire con il Calcarea Selcifero o col Calcarea Rosato.

4.2 - UNITÀ DI MASSA

Copertura Alpina (Triassico)

Aspetto Macroscopico:

metaruditi poligeniche, metabrecce calcaree, poco abbonanti prasiniti, filladi quarzítico-muscovitiche, più o meno cloritiche, grigio-chiare o grigio-verdi, con alternanze centimetriche o millimetriche di filladi scure e filladi quarzítico-muscovitiche chiare.

Luogo di affioramento:

situata a sud della zona interessata, nei pressi di Bedizzano, a contatto tettonico con le formazioni dell'Unità Apuana. A Nord di Torano vi sono dislocati dei piccoli lembi con contatto tettonico sull'Unità Apuana (**v. Allegato 1**).

Ambiente di sedimentazione:

corrispondenti a depositi silico-clastici continentali e/o costieri, depositi di piattaforma carbonatica, e depositi neritico-pelagici. Le prasiniti testimoniano un vulcanismo basico intraplacca connesso al rifting medio-Triassico.

Rapporto con le altre formazioni:

situata al di sopra dell'Unità Apuana, con contatto tettonico sui Grezzoni, precisamente nell'area di Bedizzano.

4.3 - FALDA TOSCANA

Calcari e marne a Rhaetavicola contorta (Triassico superiore)

Aspetto macroscopico:

sono formati da calcari e calcari dolomitici con sottili intercalazioni di marne. Nella parte inferiore prevalgono calcari, calcari dolomitici e dolomie grossolanamente stratificate, cui seguono calcilutiti nere alternate con sottili livelli di marne grigio scure ad alterazione giallastra.

Luogo di affioramento:

presenti lungo il fianco destro del Canale di Torano; a Sud dell'area in esame, nei pressi di Codena .

Ambiente di sedimentazione:

rampa sottotidale

Rapporto con le altre formazioni:

nella zona di Codena si trova a contatto tettonico con l'Unità di Massa, mentre verso Nord (area di Torano) è a contatto tettonico con le Breccie della Versilia: il tetto è segnato dal passaggio al Calcare Massiccio.

Calcare Massiccio (Liassico superiore)

Aspetto macroscopico:

calcari e calcari dolomitici stratificati, localmente massicci. La parte alta presenta calcilutiti grigie con sottili orizzonti giallastri in corrispondenza dei giunti di strato.

Luogo di affioramento:

presente lungo il fianco sinistro del canale di Gragnana seguendo la cresta del crinale, arriva fino al Monte d'Arma.

Ambiente di sedimentazione:

ambiente di piattaforma carbonatica

Rapporti con le altre formazioni:

situato a tetto dei Calcari e Marne a Rhetavicola Contorta.

4.4 - BRECCIE DELLA VERSILIA (Neogene Tortoniano?)

Aspetto macroscopico:

breccia con clasti poligenici spigolosi, da decimetrici a millimetrici, in matrice pelitico-carbonatica giallastra; i clasti sono costituiti sia da rocce del substrato apuano metamorfico, sia da elementi provenienti dalla Falda Toscana. Talvolta si presenta stratificata con cemento carbonatico-siltitico e con una struttura a lamine lenticolari nel materiale detritico più fine (DALLAN NARDI & NARDI, 1973).

Luogo di affioramento:

da Nord a Sud lungo il lato destro della valle del Canale di Torano; nei pressi del Monte Ballerino (Campo Cecina).

Ambiente di sedimentazione:

il cemento calcareo micritico, la presenza di lamine subparallele, la stratificazione grossolana fanno pensare che la Breccia si sia formata in ambiente subacqueo, di bassa profondità. Lo spessore della formazione, dell'ordine di alcune centinaia di metri, con un massimo di un migliaio, fa pensare ad un rapido accumulo in una depressione antistante la Falda Toscana, fortemente subsidente (DALLAN NARDI & NARDI, 1973).

Rapporti con le altre formazioni:

alla base le Breccie della Versilia sono a contatto stratigrafico con le formazioni dell'Unità Apuana, a tetto vi è il contatto tettonico con il Calcare e Marne a Rhaetavicola Contorta appartenente alla Falda Toscana.

4.5- DEPOSITI RECENTI E ATTUALI:

DEPOSITI ALLUVIONALI (Quaternario):

depositi terrazzati posti lungo i fianchi dei principali impluvi; alla base in genere è presente un conglomerato poligenico, grossolano talvolta ben cementato.

RAVANETI (Attuale):

sono le discariche di detriti lapidei di scarto delle cave; costituiscono per intero la copertura detritica presente in tutto il Bacino Marmifero di Carrara in corrispondenza delle zone intensamente sfruttate per l'escavazione del marmo.

Attualmente parte di questi detriti vengono sfruttati come inerti per calcestruzzo, oppure per l'industria chimica, cosmetica e cartaria.



Fig. n.7 Cava di Marmo Bianco coltivata a gradoni; circostante un Ravaneto.

CAPITOLO 5

TETTONICA DEL COMPLESSO METAMORFICO APUANO

Come accennato più volte nei capitoli precedenti, il Complesso Metamorfico Apuano è costituito dalla sovrapposizione tettonica di due unità:

▷ UNITÀ DI MASSA, comprendente terreni paleozoici e triassici, ed affioranti nel settore occidentale delle Alpi Apuane;

▷ UNITÀ APUANA, comprendente formazioni erciniche e copertura mesozoico-terziaria alpina, affiorante nella parte centrale e nord-occidentale della finestra tettonica.

Interposti tra il Complesso Metamorfico Apuano e la sovrastante Falda Toscana è presente un orizzonte di Breccie Poligeniche terziarie, di ancora discussa origine (COLI, 1989b; COLI & PANDELI, 1992).

Dall'Oligocene superiore, successivamente alla deposizione del Pseudomacigno, l'intera successione sedimentaria Apuana, assieme al suo Basamento Ercinico, è andata soggetta al raccorciamento crostale legato alla tettogenesi appenninica; manifestandosi con un sottoscorrimento, in regime di taglio ensialico (CARMIGNANI *et al.*, 1978, 1980; CARMIGNANI & GIGLIA, 1979; BOCCALETTI *et al.*, 1980), che ha portato le successioni del Complesso Metamorfico Apuano a subire una deformazione tettonico-metamorfica polifasica, alla profondità di circa 10 km, con condizioni metamorfiche di 350-450 °C, per $P=3-4$ kbar, di cui circa 1 kbar di stress deviatorico (FRANCESCHIELLI *et al.*, 1986; COLI & PANDELI, 1992):

Ricerche strutturali dettagliate (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975, 1977, 1979, 1983, 1984; CARMIGNANI *et al.*, 1978, 1980, 1987; BOCCALETTI & GOSSO, 1980; BOCCALETTI *et al.*, 1982, 1983; CAPITANI & SANI, 1983; COLI *et al.*, 1988; MORATTI *et al.*, 1989), hanno identificato tre eventi scistogeni sin-metamorfici (D_1 , D_2 , D_3) riconoscibili in tutte le scale ed un evento in ambiente fragile (D_4):

- D_1 - datata circa 27 My (KLIFFIELD *et al.*, 1986), che ha prodotto a scala mesoscopica pieghe isoclinali rovesciate e coricate generalmente a scarsa continuità laterale, con fianchi laminati da un clivaggio di piano assiale di tipo

continuo che risulta sub-parallelo ai layering litologici; la foliazione S_1 è rappresentata da un clivaggio continuo a domini. Sono presenti anche pieghe a guaina, di dimensione che raggiungono dimensioni chilometriche, gli assi delle quali sono sub-paralleli alle lineazioni di estensione.

Le superfici di involuppo delle pieghe D_1 risultano Nord-Nord Est vergenti. Sono riconducibili a questo evento, quelle strutture a scala chilometrica seguibili all'interno del Complesso Metamorfico Apuano, di cui ne costituiscono i caratteri tettonici principali. Procedendo da Ovest verso Est si riconoscono infatti, l'Anticlinale di Vinca, la Sinclinale di Orto di Donna-Monte Corchia, l'Anticlinale del Monte Tambura e la Sinclinale di Arnetola.

- D_2 - datata a circa 14-12 My (KLIGFIELD *et al.*, 1986); gli elementi del fabric mesoscopico sono rappresentati da pieghe chiuse o strette, continue, da metriche a decametriche, che ripiegano i contatti litologici primari parallelizzati alla scistosità S_1 . La foliazione S_2 è costituita da un clivaggio di crenulazione a spaziatura da sub-centimetrica a centimetrica, di tipo sia discreto che zonale. Le superfici di involuppo delle pieghe D_2 danno vergenze analoghe alle precedenti, cioè verso Nord-Nord Est.
- D_3 - datata a circa 12-10 My (KLIGFIELD *et al.*, 1986); a questo evento deformativo vengono associate le strutture plicative, da aperte a gentili con cerniere rotonde, caratterizzate da una notevole continuità laterale. Tali pieghe ondulano la struttura tettonica formata dagli eventi precedenti, anche tramite fianchi rovesci di dimensioni chilometriche, non alterando però le linee geometrico-litologiche essenziali. La foliazione S_3 è rappresentata da un blando clivaggio di crenulazione, a spaziatura centimetrica o superiore, generalmente di tipo zonale. Le strutture plicative maggiori, anche associate a zone di taglio duttile nelle litologie meno competenti, presentano un assetto a "cascata centrifuga", sui fianchi opposti di un duomo di scistosità situato nella zona centrale della catena Apuana, ed orientato all'incirca N-S; secondo alcuni Autori, la caratteristica fondamentale di tale evento tettonico, è l'estrema eterogeneità della deformazione del taglio duttile (CARMIGNANI *et al.*, 1990, 1993), chiaramente condizionata dalla competenza

della litologia interessata (massima nelle filladi paleozoiche e calcescisti Cretaceo-Eocenici, minima all'interno delle dolomie triassiche e dei marmi dolomitici e dolomie cristalline del Liassico inferiore, tanto da non mostrare tracce di distorsione interna), e misurata in base alla scistosità e all'apertura e frequenza delle pieghe minori. Il "Duomo di scistosità" che si è venuto a formare è il responsabile, assieme alla restrittiva interpretazione dello sviluppo delle pieghe duttili metamorfiche, della storica "Doppia Vergenza" Apuana, poichè causando il ribaltamento oltre l'orizzontale dei piani assiali D_1 e D_2 sul lato orientale, ha spinto i vecchi Autori verso false ricostruzioni geologico-strutturali.

L'evento deformativo D_3 tettono-metamorfico, viene correlato ad eventi di risalita per equilibrio isostatico (CARMIGNANI & GIGLIA, 1978), favoriti dalle prime fasi estensive tirreniche (SARTORI, 1987; COLI, 1989b), alla quale è connessa anche l'attività magmatica della Toscana meridionale (MANETTI, 1987; COLI, 1989b).

- D_4 - A causa del continuo sollevamento isostatico, con la fase D_4 si definisce invece la situazione di tettonica fragile con kinking e fratture sub-verticali, con orientazione preferenziale NE-SW e NW-SE dovute alla riesumazione del Complesso Metamorfico Apuano.

Dati radiogenici effettuati sulle miche di blastesi statica tardiva (KLIGFIELD *et al.*, 1986), farebbero ritenere che l'intero Complesso Metamorfico Apuano è stato oggetto delle deformazioni tettono-metamorfiche terziarie, per un tempo geologico di circa 20 My. Non tutti gli Autori sono però concordi su come tale iter geologico si sia sviluppato.

Secondo CARMIGNANI *et al.*, (1980), CARMIGNANI & GIGLIA, (1984), CARMIGNANI & KLIGFIELD, (1990), la struttura sin-metamorfica del Complesso Metamorfico Apuano è imputabile invece a due eventi deformativi principali:

- deformazione compressiva duttile (F_1), legata alla collisione continentale del Basamento africano (microplacca adriatica): fase isoclinale (27 My)
- deformazione distensiva duttile (F_2), che porta all'equilibrio isostatico della crosta ispessita: fase post-isoclinale (14-10 My).

Secondo tali Autori infatti, complicazioni strutturali rilevate alla mesoscala, con formazione di ulteriori sistemi di scistosità (come quelle delle pieghe dell'evento F_2) con direzione anche anti-appenninica (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975, 1977), hanno sviluppo limitato e sono riconducibili ad episodi di deformazione progressiva. Inoltre, sempre per gli stessi, il movimento da SW a NE della tettonica collisionale, associata alle deformazioni di taglio e agli accavallamenti, è evidenziata dalla vergenza delle pieghe della fase F_1 e dalle relazioni angolari tra scistosità e stratificazione nella Falda Toscana (CARMIGNANI *et al.*, 1978, 1980; CARMIGNANI & GIGLIA, 1984; KLIGFIELD *et al.*, 1981). La presenza della Falda Toscana sopra il Complesso Metamorfico durante la collisione, sarebbe testimoniata anche dal locale coinvolgimento delle evaporiti triassiche ("Calcere Cavernoso" *Auctt.*) alla base della Falda nel nucleo delle sinclinali della fase F_1 del Complesso Metamorfico (CARMIGNANI, 1985).

Lo spessore complessivo delle unità accavallate (Falda Toscana + Liguridi) giustificerebbe il grado metamorfico del Complesso Metamorfico Apuano.

5.1 BRECCIE POLIGENICHE E MESSA IN POSTO DELLA FALDA TOSCANA

Per entrambe le "scuole" è indubbio che 8 Ma fa il Complesso Metamorfico Apuano avesse superato durante la riemersione, il limite duttile-fragile; ed è proprio a questo punto della storia deformativa toscana che vengono considerate le Breccie Poligeniche ("Breccie della Versilia" SANI, 1985 - "Calcere Cavernoso" *Auctt.*), interposte un po' ovunque tra la Falda Toscana e Complesso Metamorfico. Queste sono breccie da clasto a matrice sostenute, (matrice giallastra siltitica-carbonatica); i clasti aventi dimensioni da millimetriche a decimetriche, appartengono sia al Complesso Metamorfico Apuano (alcuni elementi presentano tutte e tre le scistosità apuane), che alla Falda Toscana; l'intero corpo delle Breccie Poligeniche risulta sempre ben cementato.

Sull'interpretazione genetico-evolutiva di tali Breccie non tutti gli Autori concordano.

Secondo alcuni Autori (DALLAN NARDI & NARDI, 1973 ; PATACCA *et al.*, 1973; FEDERICI & RAGGI, 1974) queste breccie si sono depositate in ambiente marino; ciò è testimoniato da due fattori:

1. sono stati ritrovati a Metato, nelle Alpi Apuane meridionali, all'interno della matrice siltoso-carbonatica, foraminiferi di *Orbulina Universa D'Orbigny* (DALLAN NARDI, 1979; SANI, 1985);

2. è stata riscontrata la presenza di alcune strutture sedimentarie quali gradazioni, laminazioni (sia piano parallele che inclinate), e imbriciamento dei clasti.

Secondo CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) e CARMIGNANI *et al.* (1982, 1993), le Breccie Poligeniche avrebbero invece origine tettonica, e sarebbero geneticamente legate alla superficie tettonica di base della Falda Toscana. Nell'Oligocene superiore, durante la fase collisionale questo orizzonte tettonico si è comportato come la superficie di un thrust NE vergente e successivamente, durante la tettonica distensiva tardo miocenica, come superficie di scollamento (detachment) a basso angolo.

Inoltre questi Autori interpretano le breccie sedimentarie ad *Orbulina* del paese di Metato, come appoggiate in discordanza sulla Falda Toscana risultando quindi contemporanee alla tettonica distensiva post-collisionale.

Pertanto l'evoluzione tettonica Nucleo Metamorfico Apuano / Falda Toscana diverge notevolmente nelle due ipotesi sopra descritte.

Per quanto riguarda l'interpretazione sull'ORIGINE SEDIMENTARIA delle Breccie Poligeniche, la Falda Toscana si sarebbe messa in posto nel tardo Tortoniano (COLI, 1989b). Durante il Tortoniano infatti, il Complesso Metamorfico Apuano subisce una prima riesumazione (circa 8-6 Ma) nella quale vengono a depositarsi sopra di esso le Breccie Poligeniche; successivamente, il sovrascorrimento della Falda Toscana avrebbe provocato il seppellimento del Complesso Apuano di circa 3-5 km.; la pressione di tale seppellimento, non superiore ad 1 kbar, non ha generato ulteriori deformazioni ai terreni metamorfici (COLI, 1989).

Nel tardo Tortoniano, circa 6 Ma, con l'inizio della tettonica distensiva, si sviluppa ad Ovest delle Alpi Apuane, il Bacino di Viareggio, colmato da depositi tardo-miocenici (FANUCCI NICOLICH, 1984).

A circa 4 Ma (BIGAZZI *et al.*, 1988; ABBATE *et al.*, 1990), viene superata l'isograda dei 100°C (come si ricava dai dati sulle tracce di fissione), che testimonia la riesumazione dell'edificio apuano; successivamente, nel tardo-Pliocene (3 Ma), si formano a Nord ed a Est del massiccio apuano, rispettivamente i bacini della Lunigiana e della Garfagnana.

La presenza di clasti paleozoici nei sedimenti fluvio-lacustri della Garfagnana datati 2,5 Ma (CALISTRI, 1974), testimonia l'incipiente erosione del Basamento Metamorfico Apuano, mentre nel pre-Würm l'orografia era molto simile a quella attuale (FEDERICI & RAU, 1980; BRASCHI *et al.*, 1986).

Per quanto riguarda l'interpretazione relativa all'ORIGINE TETTONICA delle Breccie Poligeniche, il quadro evolutivo è stato riassunto da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990). Secondo tali Autori, la messa in posto della Falda Toscana sul Nucleo Apuano nell'Oligocene, avrebbe provocato le deformazioni tettono-metamorfiche del Complesso Metamorfico. In un unico evento di riesumazione, iniziato a 12 Ma in regime duttile e continuato da 8 Ma in regime fragile, si giunge al superamento dell'isograda 100 °C; a circa 4 Ma il Nucleo Metamorfico sarebbe stato scoperchiato.

Questo tipo di riesumazione sarebbe avvenuta all'interno di un contesto geodinamico legato all'assottigliamento crustale della catena orogenica per ripristinare l'equilibrio isostatico della pila tettonica troppo ispessita.

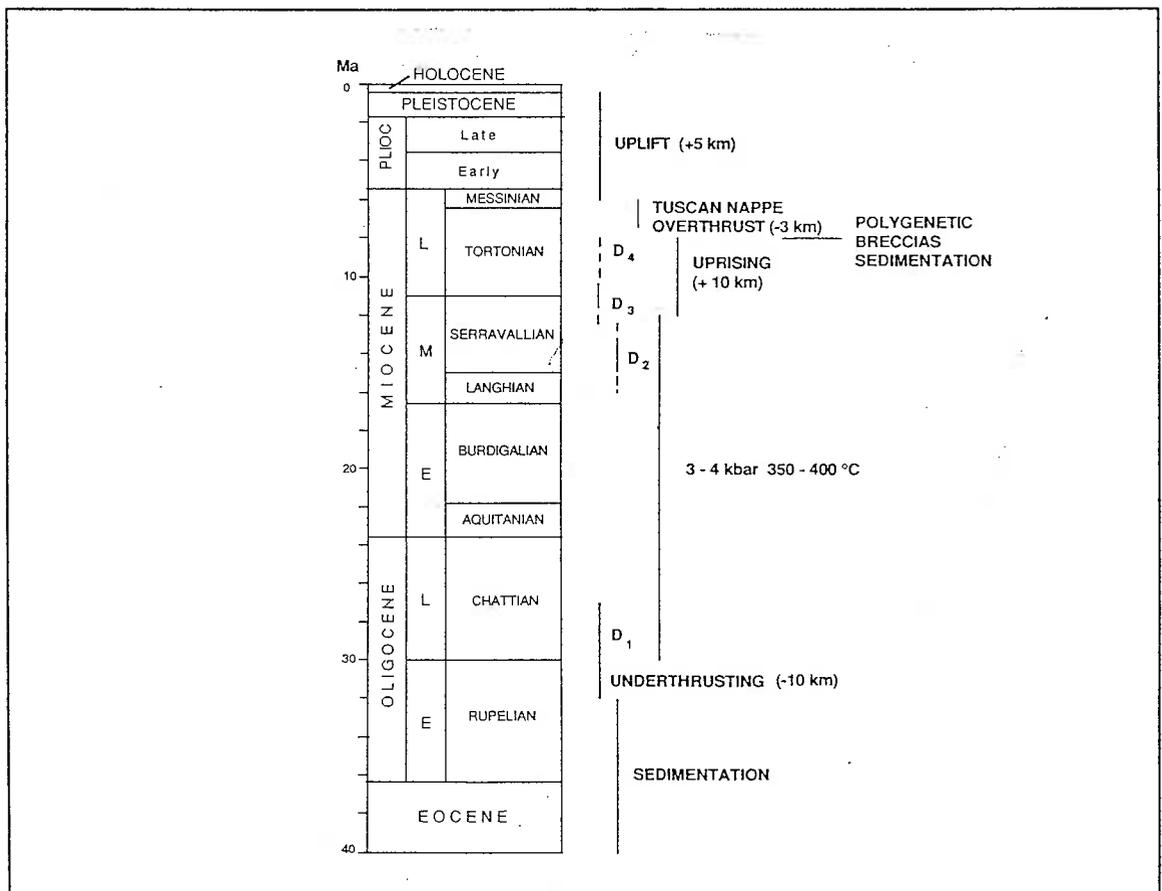


Fig. n. 7 Tavola sinottica degli eventi deformativi che hanno interessato l'area apuana (da COLI, 1989)

TETTONICA LOCALE

Dal punto di vista strutturale la zona sud occidentale dell'area studiata è caratterizzata da due importanti sovrascorrimenti a carattere regionale: il primo di essi, con direzione WNW-ESE è seguibile sul terreno dalle vicinanze dell'abitato di Miseglia fino nei pressi del Monte Brugiana, ed è dato dal sovrascorrimento dell'Unità di Massa sulle sottostanti formazioni dell'Unità Apuana. Il secondo importante sovrascorrimento tettonico ha direzione NNW-SSE e mette a contatto la Falda Toscana con l'Unità Apuana per mezzo delle Breccie Poligeniche nella parte settentrionale e centrale; nella parte meridionale esso invece mette a contatto tettonico la Falda Toscana direttamente sull'Unità di Massa. Il contatto tra la Falda Toscana e le Breccie Poligeniche datate al tardo Miocene, si sviluppa con direzione immergente verso SW. In alcune limitate aree a monte del paese di Torano affiorano piccoli lembi appartenenti all'Unità di Massa con contatto tettonico direttamente sull'Unità Apuana. La parte centrale dell'area investigata è caratterizzata invece da terreni appartenenti all'Unità Apuana.

Come già rilevato nel capitolo precedente, l'area Apuana è stata interessata da tre fasi deformative tettonico-metamorfiche in facies di Scisti verdi. Le prime due fasi D_1 e D_2 hanno prodotto pieghe isoclinali scistogene sinmetamorfiche, con piani assiali immergenti a SW; la terza fase D_3 ha prodotto una megastruttura a duomo con pieghe a cascata sui fianchi. La fase D_4 infine ha prodotto kinking e fratturazioni sub-verticali.

Successivamente alla fase D_4 il Complesso Metamorfico Apuano è stato interessato da altri eventi tettonici ugualmente importanti come ad esempio il sopracitato sovrascorrimento della Falda Toscana; tali eventi hanno prodotto condizioni di temperatura e pressioni minori di quelle presenti durante le prime tre fasi provocando quindi solo deformazioni fragili.

La zona studiata è caratterizzata da una serie di pieghe a scala regionale rovesce (anticlinali e sinclinali) sia isoclinali che strette. Le sinclinali di prima fase hanno i piani assiali con direzione mediamente parallela, NW-SE ed immersione 50-60° verso SW.

In particolare dalla Carta Tettonico-Strutturale (v. **Allegato n.3**) si evidenziano una serie di strutture plicative principali.

In ordine di fase di deformazione duttile dalla più “recente” a quella più antica si ha:

• **DEFORMAZIONE D₃:**

ha determinato pieghe a cascata con scistosità di crenulazione (in facies di Scisti Verdi) sul versante Tirrenico; il senso di scarico verso W delle pieghe evidenzia il carattere estensivo di questo evento deformativo (Antiforme di Colonnata v.**Allegato n.3**) con asse a direzione NNW-SE ed inclinazione di circa 70° verso NE. L'Antiforme di Colonnata taglia a Nord il Monte Uccelliera, attraversa il Bacino di Lorano e Ravaccione fino a giungere a Nord di Colonnata; tale struttura si è imposta su deformazioni plicative precedenti D₂ e D₁ ripiegandole.

• **DEFORMAZIONE D₂:**

la Sinclinale di Carrara, appartenente a questa fase, è situata a NE di Carrara ed è da sempre conosciuta da altri autori (ZACCAGNA, 1896; CARMIGNANI, 1985) in quanto il suo nucleo è ben evidenziato dai Calcari Selciferi ad Ammoniti. Essa ha direzione NW-SE ed immerge a SW di circa 50°; attraversa tutta l'area in esame dallo Zucco di Via Rossa a Nord al versante settentrionale del Monte Brugiana. Sui fianchi rovesci sono riscontrabili varie pieghe di ordine minore, mentre sui fianchi diritti tali strutture non sono rilevabili (PINI, 1992). Nella zona di Artana si possono osservare strutture di interferenza con le pieghe D₁ sia nei Calcari Selciferi ad Ammoniti, sia nei rapporti tra questi ed i Calcari Rosati.

La Sinclinale di Lorano è stata riconosciuta come piega parassita della Sinclinale di Carrara (CARMIGNANI, 1985); nei pressi della Fossa del Cardellino il nucleo è segnato dalla presenza del Calcare Selcifero ad Ammoniti e da Calcari Rosati. Si può seguire questa struttura per circa 4 km fino a Lorano ed oltre, lungo i contatti tra Marmo Bianco e Marmo Nuvolato.

• **DEFORMAZIONE D₁:**

ha prodotto pieghe isoclinali trasposte con superfici assiali inclinate verso W-NW a direzione circa N-S; esse interessano la zona orientale dell'area rilevata. Da SW a NE si rileva la Sinclinale di Canal Grande, con traccia della superficie assiale da Artana fino sopra i Fantiscritti, evidenziata dal Marmo Nuvolato che ne costituisce il nucleo.

Procedendo verso NE, si incontra la Sinclinale del Morlungo, chiamata così perché nasce dal nucleo di Calcarea Rosata affiorante in quella zona; ha direzione NW-SE, immersione sub-orizzontale nell'area settentrionale, e raggiunge in seguito procedendo verso Sud, un'immersione di 50°- 60° dovuta al ripiegamento D₃ (v. **Allegato n.2**). L'andamento dell'asse di questa sinclinale è ben individuabile in tutto il suo percorso: è evidenziato dal Marmo Nuvolato presente sia nei pressi del Morlungo, sia in cresta a Sud del Monte Maggiore con ampi affioramenti.

Nella parte orientale è possibile individuare la Sinclinale dei Vallini; essa è definita al nucleo dagli affioramenti di Calcarea Selcifera ad Ammoniti (località Poggi Rossi), arrivando poi ad interessare i Grezzoni presso Colonnata. La Sinclinale dei Vallini è evidenziata da due pieghe simmetriche di ordine inferiore che ne indicano il nucleo sfiammato: le due sinclinali dei Vallini, Superiore ed Inferiore, con nucleo di Calcarea Selcifera ad Ammoniti, possono essere seguite dal fianco Sud del Monte Spallone fino al Monte Serrone. Più a Sud, le strutture sono seguibili fino a Cave Gioia solo attraverso affioramenti di Marmo Nuvolato che rappresentano nuclei sradicati appartenenti alle Sinclinali. Tra le due Sinclinali dei Vallini si distingue un'anticlinale che raddoppia lo spessore del Marmo Bianco dando luogo all'esteso affioramento dei Canaloni (importante bacino per l'estrazione del Marmo Bianco).

Deformazioni a carattere fragile subite dall'Unità Apuana durante il tardo Terziario:

• **DEFORMAZIONE D₄:**

sono evidenziati dalla Carta Tettonico Strutturale i principali sistemi di fratturazione il cui andamento principale è NE-SW e NW-SE aventi inclinazione sub-verticale. I primi, costituiti da fratture dette al "secondo", tagliano sia il marmo che le altre litologie in fasce che vanno da pochi metri ad alcune decine di metri; tali fratture sono

dovute al sollevamento post-metamorfico del Complesso Apuano subito nel tardo Tortoniano.

I sistemi di fratturazione a direzione NW-SE sono detti al “contro”; essi sono composti da fratture di scarico dovute alla faglia principale costiera avente un rigetto di circa 10 km.

I sistemi di fratturazione sono distribuiti in tutta l’area e sono stati individuati tramite il rilevamento in campagna e l’osservazione di foto aeree a scala 1:13.000.

Come si può notare dalla Carta Tettonico Strutturale (**v. Allegato n.3**), l’area è interessata in maniera diffusa da sistemi di fratturazione; questi non hanno prodotto dislocazioni dei contatti litologici (faglie) ma solo fratture in cui raramente si notano spostamenti apprezzabili:

- a monte di Torano, sono presenti due fasce di fratturazione principali aventi direzione l’una NE-SW e l’altra NW-SE le quali vengono ad intersecarsi perpendicolarmente. La prima percorre alcuni chilometri (circa 5), attraversa tutto il Monte Pesaro (tagliando perpendicolarmente la Sinclinale di Carrara) e il Bacino di Lorano giungendo infine nei pressi del M. Morlungo. Il sistema di fratturazione a direzione NE-SW a differenza dell’altro, è molto carsificato perché segue il gradiente idraulico regionale.
- nella zona del Monte Torrione si osserva una situazione di fratturazioni ancor più diffuse; si rilevano infatti oltre alle fratturazioni NW-SE e NE-SW comuni alla zona sopra descritta, una fascia a direzione E-W la quale dal versante meridionale del M. Torrione raggiunge il Monte Betogli; un’ altra fascia a direzione N-S dal Colle Stretto (Località Battaglino) prosegue invece verso Sud sino al M. D’Oro.
- la zona orientale dell’area presa in esame (dal M. Maggiore alla Cima Gioia) è caratterizzata da sistemi di fratturazione con direzione NE-SW e NW-SE; i primi intersecano perpendicolarmente le Sinclinali di Carrara, Lorano, Canal Grande, Morlungo e Vallini; i secondi invece seguono parallelamente (nella zona di Belgia con maggior precisione) gli assi delle sinclinali.

Si può notare sia dalla morfologia che dalla Carta Tettonico Strutturale come i sistemi di fratturazione siano concentrati maggiormente in corrispondenza delle creste. Questo fenomeno è stato prodotto dal sollevamento del Complesso Metamorfico Apuano; esso infatti riemergendo (durante il tardo Tortoniano) ha provocato probabilmente una fratturazione più concentrata in prossimità delle creste rispetto ai fondo valle.

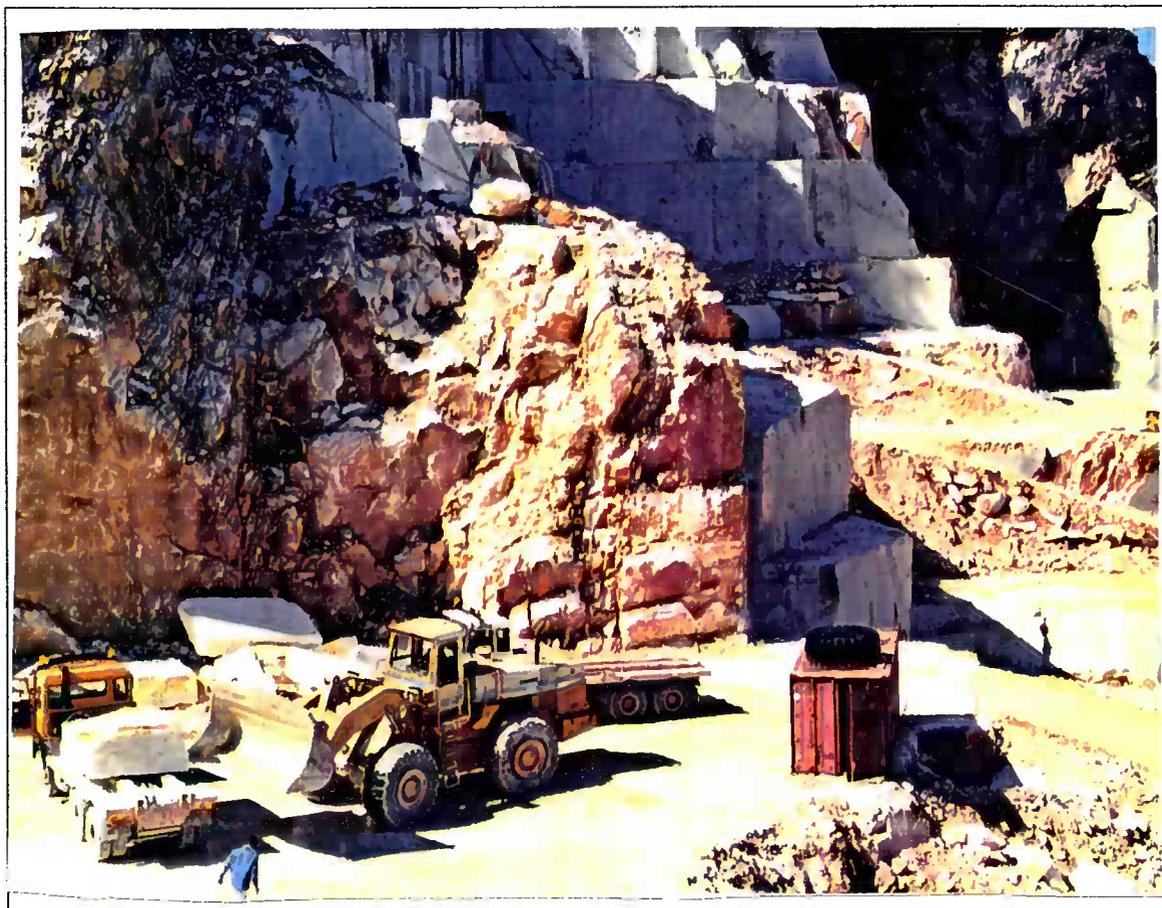


Fig. n.8 Particolare relativo a fascia di fratturazione (foto Letizia Marina Rossi).

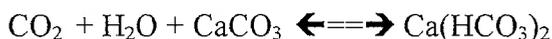
CAPITOLO 7

CENNI DI IDROGEOLOGIA CARSICA

Il termine “carsismo” deriva dalla parola “Carso”; una precisa regione geografica situata al confine tra Italia e Slovenia nell’entroterra della città di Trieste. Da diversi anni la parola “carso” sta ad indicare un particolare paesaggio, tipico di zone ove affiorano rocce calcaree o gessose, caratterizzate da scarsa vegetazione, estesi affioramenti di roccia, drenaggio superficiale assente o poco sviluppato, presenza di depressioni chiuse (doline) e di cavità sotterranee (grotte) formate dalle acque di infiltrazione.

La circolazione idrica di tipo Carsico si sviluppa quindi in presenza di rocce solubili come le rocce carbonatiche (calcari, dolomie ed i termini intermedi) e le evaporiti (anidriti, gessi, salgemma ecc.). Anche se queste ultime risultano molto più solubili delle prime, il fenomeno è molto più sviluppato e studiato per le rocce carbonatiche in quanto sono molto più comuni in natura ed occupano vaste superfici delle terre emerse.

Il meccanismo con cui avviene la dissoluzione del carbonato di calcio (CaCO_3) è legato alla presenza di anidride carbonica (CO_2) che fa passare il carbonato a carbonato più solubile, secondo la reazione:



La quantità di carbonato di calcio che l’acqua può sciogliere sotto forma di bicarbonato di calcio dipende dalla quantità di anidride carbonica presente in essa ed è legata alla pressione parziale dell’anidride carbonica dell’aria a contatto con l’acqua.

In rapporto al modificarsi di certi equilibri (variazioni dalla pressione parziale dell’anidride carbonica dell’aria, variazioni della temperatura, del pH, della durezza) la fase acquosa potrà aumentare la sua aggressività provocando la dissoluzione di altro carbonato di calcio, oppure potrà diventare sovrassatura e lasciar precipitare la calcite (che si rideposita sotto forma di incrostazioni, stalattiti stalagmiti, travertino).

A causa della solubilità delle rocce carbonatiche le acque tendono ad allargare le vie di scorrimento, con il risultato che si sviluppa notevolmente la circolazione sotterranea a scapito di quella superficiale. La penetrazione dell'acqua nel sottosuolo avviene generalmente attraverso fessure, crepacci, inghiottitoi o doline di varie dimensioni che si sviluppano in genere dove la morfologia è più pianeggiante favorendo l'infiltrazione dell'acqua piovana.

L'instaurazione e l'intensità con cui si sviluppa questo particolare processo dipende, oltre che ovviamente dalla presenza di rocce solubili, dall'abbondanza di precipitazioni, dalla velocità, turbolenza e temperatura delle acque che vengono a contatto con i calcari, e dalle condizioni geologico-strutturali locali. Fra queste ultime quelle che più influenzano lo svilupparsi del processo carsico sono i caratteri litologici, lo spessore e la posizione stratigrafica del calcare considerato rispetto agli altri litotipi, il grado e la distribuzione dei piani di discontinuità o fratture, e la presenza di movimenti tettonici contemporanei al processo carsico.

Gli effetti più vistosi dei processi carsici si hanno quindi a livello di morfologia di superficie. La conseguenza più importante è quella di caratterizzare la roccia da un elevato coefficiente di infiltrazione (sino al 90%) per cui tutta l'acqua che non viene immediatamente restituita all'atmosfera per evaporazione (o utilizzata dalla vegetazione) viene assorbita.

Altro fattore importante da considerare è la morfologia locale ovvero i dislivelli presenti nel bacino idrogeologico.

7.1 - CIRCOLAZIONE IDRICA

E' stato riconosciuto che il primo momento evolutivo di una rete di cavità carsiche avviene con l'instaurarsi di una circolazione in corrispondenza dei piani di debolezza o fratture della roccia. Via via che queste si allargano si avrà una gerarchizzazione naturale da parte di poche fessure le quali monopolizzeranno la circolazione esercitando un vero e proprio richiamo idrico dalle piccole fessure ai condotti di qualche decimetro di diametro, fino convergere le acque in veri e propri canali o fiumi sotterranei negli ambienti dove il carsismo è molto sviluppato.

Tale meccanismo tende a svilupparsi dall'alto verso il basso fino ad arrivare al livello di base rappresentato dal punto di emergenza topograficamente più basso fra

quelli possibili nell'insieme carsico considerato.. In un sistema carsico molto sviluppato "maturo" il grado di gerarchizzazione sarà molto alto, per cui potremo distinguere:

1. zona superiore più vecchia con una fitta rete di condotte, cavità con prevalente sviluppo verticale, e grotte anche di notevole dimensione poiché il carsismo vi agisce da più tempo; in questa zona (detta anche di percolazione o vadosa) le condotte sono asciutte e vengono riempite solo in coincidenza con le piogge; l'acqua, quando presente, ha delle velocità di scorrimento elevate fino ad oltre 1000 metri/ora;

2. zona intermedia di oscillazione del livello piezometrico di transizione fra la zona superiore e inferiore dove le cavità sono più o meno permanentemente riempite d'acqua a seconda della stagione;

3. zona inferiore di più recente sviluppo caratterizzata da un minor numero di condotte carsiche con andamento prevalentemente orizzontale e di norma allagate in quanto poste al di sotto del livello piezometrico minimo (zona freatica); in tali condotte la circolazione può avvenire anche in pressione, ma sempre con velocità nettamente inferiore (valori massimi intorno a 10 metri/ora) rispetto a quelle della zona superiore. Le zone di emergenza o sorgenti carsiche si presentano con caratteri morfologici vari (di grotta, a sifone, ecc.), sono molto concentrate, ed in genere hanno alte portate (da qualche decina di litri al secondo a parecchi metri cubi al secondo).

Tutte queste caratteristiche determinano le cause dei bruschi aumenti di portata, tipici di molte sorgenti carsiche nelle quali spesso si verifica una doppia circolazione:

- una relativa alle grandi fessure (quasi sempre asciutte della zona superiore o vadosa) molto rapida e che dà luogo al picco di portata;
- l'altra molto più lenta che avviene nelle piccole fessure (quasi sempre sature e alimentate da aree molto estese).

La torbidità naturale è data, oltre che dal dilavamento e dall'erosione dei suoli in superficie, anche dal fatto che spesso nelle cavità asciutte si sono precedentemente depositati limi ed argille che con l'aumento di velocità dell'acqua vengono nuovamente rimossi.

7.2 - POROSITÀ E PERMEABILITÀ

In un acquifero carbonatico carsificato troviamo diversi tipi di porosità sia primaria che secondaria. La porosità primaria intergranulare è di norma molto bassa (eccezion fatta per rocce carbonatiche poco diagenizzate) dell'ordine di qualche unità percentuale; i pori non superano di solito i 100 μm e quindi il flusso idrico - che sono in grado di sostenere anche in presenza di carichi idraulici elevati - è molto lento, circa 10^{-8} - 10^{-9} m/s (un calcare o una dolomia compatti sono quindi rocce praticamente impermeabili).

Il comportamento per lo più rigido delle rocce carbonatiche nei confronti delle deformazioni tettoniche fa sì che queste siano normalmente fratturate in più sistemi spesso ortogonali tra loro, che formano dei prismi di roccia con dimensioni da centimetriche a decimetriche. L'ampiezza di queste fratture è dell'ordine di 0,1-1 mm ed è tale da permettere un flusso idrico che si esplica in una conducibilità idraulica dell'ordine di 10^{-3} - 10^{-2} m/s. Quando queste fratture vengono allargate per corrosione ad opera delle acque che vi circolano, si entra nel campo della porosità secondaria dovuta a carsismo e quindi nel settore degli acquiferi a circolazione carsica.

L'ampiamiento delle fratture non avviene quasi mai in maniera uniforme ma fra tutte le famiglie presenti vengono allargate soprattutto quelle la cui direzione più si avvicina a quella di massimo gradiente regionale. Da ciò deriva che in un acquifero carbonatico, dove i fenomeni carsici hanno raggiunto un buon grado di sviluppo, si ha la formazione di veri e propri condotti con dimensioni anche plurimetriche in grado di condurre flussi con velocità superiore al m/s con carichi idraulici modesti.

CAPITOLO 8

CIRCOLAZIONE IDRICA NEL BACINO MARMIFERO DI CARRARA

Il Bacino Marmifero di Carrara è caratterizzato principalmente dalla presenza di rocce ad elevata permeabilità per fratture e carsismo.

I Marmi, che hanno una porosità primaria quasi nulla (perché calcari ricristallizzati sotto pressione), sono facilmente carsificabili ad opera delle acque circolanti nelle fratture: la mancanza di prodotti insolubili favorisce infatti l'allargamento delle fratture innescando così un processo di permeabilizzazione crescente. Ne sono una prova l'elevato numero di cavità, anche esplorabili, che si trovano in tutte le aree di affioramento dei Marmi.

I Grezzoni, pur essendo dolomie quindi meno solubili dei calcari, presentano un elevato grado di permeabilità (soprattutto perché sono in genere più fratturati dei Marmi), infatti anche in essi si trovano numerose ed ampie grotte. I Calcari Selciferi, pur essendo nettamente meno carsificati delle due formazioni precedenti, rappresentano una unità di permeabilità medio-alta; essi infatti non sono di ostacolo al deflusso sotterraneo delle acque ma la loro stratificazione (e giacitura) rappresenta una via secondaria della circolazione idrica, favorendone il direzionamento verso le sorgenti.

Il rilevamento e lo studio delle foto aeree hanno permesso di evidenziare il trend delle più importanti discontinuità tettoniche presenti; sono infatti ben visibili una serie di fratture (**v. cap.6**) con andamento principale SW-NE che tagliano ortogonalmente le sinclinali e che probabilmente rappresentano le principali vie di deflusso di acqua (cioè secondo il gradiente regionale, verso SW); lungo queste direzioni si sviluppano i principali condotti carsici.

Le stesse fratture hanno determinato i caratteri morfologici principali della zona montana in cui il Bacino di Carrara è suddiviso; esso si compone di una serie di bacini secondari separati da creste e disposti parallelamente con andamento NE-SW.

Nel Bacino Marmifero di Carrara non sono state eseguite colorazioni delle acque per cui non esistono tutt'oggi elementi di dettaglio sulle direzioni della circolazione

idrica di sottosuolo; tuttavia si può affermare che tutta l'area di affioramento dei Marmi, dei Grezzoni e dei Calcari Selciferi compresa tra il crinale M Borla-La Pizza e il contatto tettonico Falda Toscana-Unità Apuana (nei pressi di Torano), costituisce un'unità idrogeologica le cui acque di infiltrazione hanno come recapito le sorgenti di Torano e quelle di Bedizzano.

Dalla sezione qui rappresentata schematicamente (fig.8) si osserva che le acque meteoriche, penetrando in profondità attraverso le fratture (finimenti) e le cavità ad andamento verticale, raggiungono la zona di saturazione (falda) lungo la direzione E-NE/W-SW, pervenendo successivamente alle zone di trabocco (sorgenti) seguendo il gradiente regionale.

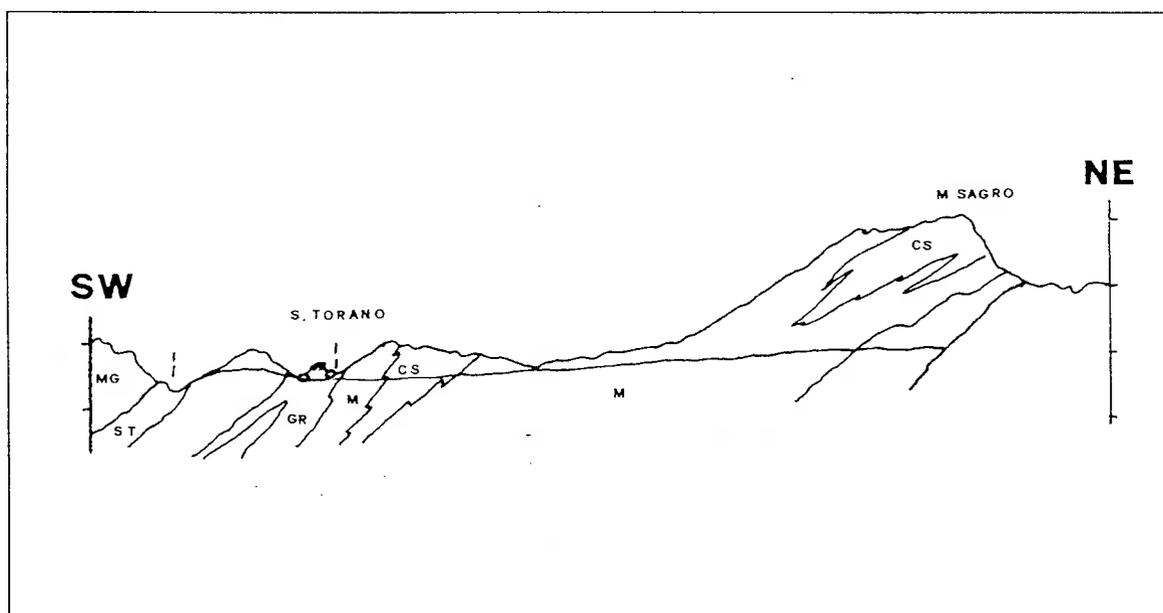


Fig. n. 8 Sezione geologica semplificata attraverso il Bacino Marmifero di Carrara (da PRANZINI, 1991).

8.1 - RETICOLO IDROGRAFICO

La zona in esame comprende il bacino del Torrente Carrione. Esso nasce sulle falde del Monte Spallone (1.650 m s.l.m.) ma assume tale nome presso l'abitato di Colonnata in quanto il tratto precedente è conosciuto come Canale di Colonnata; arricchito da polle nell'alveo e da discrete sorgenti, particolarmente presso l'abitato di Miseglia, acquista una discreta portata perenne con la quale giunge a Carrara, dove accoglie in destra idrografica, a breve distanza, due affluenti con un bacino esteso

quanto quello dell'arteria principale: il Canale di Torano ed il Canale di Gragnana, provenienti rispettivamente dalla zona di Campo Cecina e dal Monte La Pizza (951 m s.l.m.).

Complessivamente il bacino del Torrente Carrione ha sulla sezione della città di Carrara, una superficie imbrifera di circa 37,3 kmq, che diventa di 51,5 kmq allo sbocco del mare; la lunghezza dell'arteria principale nel tratto con portata praticamente perenne, è di circa 14 km ed ha una pendenza media di 100 m per km.

Come già detto in precedenza, la rete idrografica del Torrente Carrione è formata da tre rami distinti: il Canale di Colonnata, il Canale di Torano ed il Canale di Gragnana.

La caratteristica che accomuna i primi due è quella di essere privi di scorrimento superficiale per gran parte della loro estensione, ricevendo la quasi loro totalità delle acque da grosse sorgenti solo nei loro tratti finali; i diversi rami scendono separatamente verso Carrara, il Canale di Colonnata e quello di Torano si riuniscono a Nord della città mentre il Canale di Gragnana si riunisce poco più a Sud.

Il bacino del **Canale di Gragnana** contribuisce con un modesto apporto alla alimentazione del deflusso del Torrente Carrione, questo contributo è comunque importante perché è pressoché perenne in quanto le acque del canale sono alimentate da sorgenti perenni e si trovano a scorrere su terreni scarsamente permeabili; nel corso dei sopralluoghi avvenuti nella primavera e nell'estate non sono state riscontrate sostanziali differenze riguardo all'estensione dei tratti in cui era presente lo scorrimento superficiale anche se, in molti casi, nel periodo estivo, l'entità del ruscellamento era estremamente scarsa.

Il **Canale di Colonnata** ha le proprie origini nei pressi della Buca di Foce Luccica, il tratto iniziale ha direzione N-S fino nei pressi dell'omonimo abitato da dove piega verso Ovest; una volta assunta questa direzione il Canale di Colonnata la mantiene sino alla confluenza con il Canale di Torano e nella parte terminale riceve, in sinistra idrografica, i contributi di numerosi fossi e canali che solcano il versante settentrionale del Monte Brugiana, mentre, in destra idrografica, nei pressi del Canal Grande, ad una quota di circa 200 m s.l.m., sono situate le sorgenti più importanti presenti in questo bacino.

Generalmente l'alveo del Canale di Colonnata è asciutto fino a circa 500 m a monte della confluenza con il Canal Grande ed il ruscellamento compare solo in

occasione di forti precipitazioni. Nel corso dei sopralluoghi effettuati durante l'anno 1997, mentre lungo il Canal Grande, nei pressi delle sorgenti il ruscellamento iniziava all'incirca alla stessa quota (220 m s.l.m.) sia in primavera che in estate, lungo l'alveo del Canale di Colonnata lo scorrimento superficiale iniziava invece alla quota di 300 m s.l.m. in primavera, mentre in estate scendeva a 245 m s.l.m..

Il bacino idrologico del **Canale di Torano** è a sua volta, costituito da due diversi rami: un ramo situato in sinistra idrografica è conosciuto come Canale di Sponda ed uno in destra idrografica prende il nome di Canale di Porcinacchia.

Il ramo del Canale di Sponda ha una rete idrografica estremamente scarsa in quanto il reticolo è esclusivamente impostato nella zona che è oggetto della più intensa escavazione.

Durante i periodi con scarse precipitazioni questo ramo è praticamente privo di scorrimento superficiale per la quasi totalità del suo corso, infatti durante i numerosi sopralluoghi, nel mese di luglio il ruscellamento cominciava alla quota di 170 m s.l.m.; invece durante i periodi più piovosi lo scorrimento avveniva su un tratto più esteso ed iniziava dalla quota di 270 m s.l.m..

Nel bacino di Torano il ramo più importante per estensione areale (quantità di deflusso e presenza di sorgenti) è quello del Canale di Porcinacchia; esso infatti dalle piccole sorgenti di Acqua Sparta e Fontana antica situate nella zona di Campo Cecina, si espande con numerosi rami nei Grezzoni, nei Marmi e nei Calcari Selciferi.

Il ruscellamento lungo l'alveo compare solo nel tratto che segue la sorgente Carbonera collocata a 225 m s.l.m.; nel tratto a monte si ha il ruscellamento solo in occasione di eventi piovosi di una certa entità.

Nella parte terminale del Canale di Porcinacchia, prima della confluenza con il Canale di Sponda, compresa tra le quote di 215 e 165 m s.l.m., sono presenti, caratterizzate dall'allineamento in sinistra idrografica, le sorgenti più importanti di questo bacino.

CAPITOLO 9

LE SORGENTI DI CARRARA

Il presente capitolo costituisce il motivo di ricerca e il nucleo centrale della presente Tesi. Occorre infatti indagare sull'assetto idrogeologico del Bacino marmifero di Carrara, osservando in particolar modo le caratteristiche delle singole sorgenti, e correlare i dati pluviometrici dell'anno 1997 con le misure di portata e i dati di torbidità, al fine di valutare i tempi di risposta e di individuare i bacini di alimentazione delle stesse sorgenti.

Lo studio che segue è composto di due sezioni.

La prima, descrittiva, analizza i motivi per cui le sorgenti sono collocate nell'assetto attuale, le loro caratteristiche e la loro importanza in base ai dati di portata; a tal scopo sono state redatte alcune tabelle indicative delle loro singole caratteristiche (quota-portata).

La seconda sezione mostra i risultati della ricerca effettuata sui dati succitati, e spiega la loro correlazione, ipotizzando i processi evolutivi dei fattori che agiscono sulla sorgente. Questa seconda parte rappresenta quindi il senso stesso della ricerca, in quanto lo studio effettuato sulla correlazione fra il regime delle piogge, la portata e la torbidità (**v. par. 9.2**) ha verificato l'appartenza delle sorgenti marmifere di Carrara alla tipologia delle sorgenti carsiche.

Il capitolo è corredato da una serie di grafici relativi ai dati pluviometrici, alle misure di portata, ai dati di torbidità e alle curve di esaurimento, elaborati al computer, in una veste grafica che consenta una lettura dettagliata.

9.1 - DESCRIZIONE DELLE SORGENTI

Le sorgenti di maggior importanza per portata e qualità dell'acqua, captate dall'A.M.I.A. (Azienda Municipalizzata Igiene e Acquedotto), sono situate nei pressi di Bedizzano (Canalie) e Torano.

• **LE SORGENTI DI BEDIZZANO (CANALIE)**

Le sorgenti più importanti tra quelle ubicate nei pressi della località Canalie (dette anche di Canal Grande), sono La Ratto e La Ratto superiore situate lungo la valle principale; con portate minori e poste lungo una valletta trasversale (Canal Grande) troviamo un'altro gruppo di sorgenti dette Cinque Fontane (Ospedale I, Ospedale II, Pero e Ravena). In ordine decrescente di quota sono:

Sorgente	quota (m s.l.m.)	portata minima annua (l/s)
Ospedale II	212	3
Ospedale I	210	4
Pero	206	6
Ravena	204	10
Ratto Superiore	195	60
Ratto	180	100
Totale		183

Sorgente Pero e Sorgente Ospedale II

Entrambe ubicate alla destra del Canal Grande, recano caratteristiche simili, sia come tipo di scaturigine sia come opera di presa. L'acqua fuoriesce da un'unica fessura carsica nei Grezzoni con direzione ortogonale alla valle del Canal Grande e con un'inclinazione di circa 50°. Poco più a monte della sorgente Ospedale II, la valle è stata completamente riempita dal ravaneto della soprastante cava tuttora in attività.

Sorgente Ospedale I

Si tratta di una piccola sorgente posta alla riva sinistra del Canal Grande. L'acqua fuoriesce da una frattura nei Grezzoni, lateralmente dal lato monte.

Sorgente Ravena

Anche questa sorgente si trova sulla sinistra del torrente e come le altre scaturisce da una fessura carsica nei Grezzoni quasi verticale e con un'immersione a 230°.

Le quattro sorgenti sopra descritte vengono raccolte in una vasca posta poco a valle delle sorgenti stesse da dove, tramite pompe di rilancio, vengono alimentate alcune frazioni montane. Il troppopieno della vasca va invece ad alimentare l'acquedotto del capoluogo.

Sorgente Ratto Superiore

Questa sorgente è ubicata sul versante destro del torrente Carrione circa 5-6 metri più in alto della strada asfaltata che porta a Bedizzano. La presa è costituita da un cunicolo di circa 1 metro di diametro penetrante nella roccia per circa 60 metri con direzione rispetto al Nord di 80°/260°. Anche in questo caso, il cunicolo è stato realizzato per intercettare una frattura carsica e probabilmente era stato impostato su una grotta naturale (A.M.I.A., 1994).

Sorgente Ratto

La sorgente Ratto è la più produttiva del Bacino di Carrara avendo una portata minima di circa 100 l/s. La presa è ubicata nelle adiacenze della strada asfaltata sul lato destro del Torrente Carrione. L'acqua fuoriesce dal basso verso l'alto da una grossa cavità naturale allargata per dissoluzione delle rocce carbonatiche. Nella vasca raccogliitrice di quest'ultima sorgente vengono convogliate anche le acque di tutte le sorgenti succitate, poste più a monte e utilizzate per l'acquedotto cittadino.

Per questo gruppo di sorgenti non è stato installato un torbidimetro poiché sono meno soggette a fenomeni di intorbidamento.

• **LE SORGENTI DI TORANO**

Le sorgenti di Torano captate ed allacciate all'acquedotto sono 4 e sono disposte lungo l'alveo del canale Porcinacchia.

In ordine decrescente di quota sono:

sorgente	quota (m s.l.m.)	portata minima (l/s)
Carbonera	230	55
Gorgoglio	170	20
Pizzutello	166	10
Tana dei Tuffi	154	20
Totale		105

Sorgente Carbonera

E' la sorgente della zona di Torano con la portata più alta ed escursioni più elevate. Dai dati registrati (A.M.I.A., 1994) si nota infatti come la portata media della sorgente oscilla da oltre 90 l/s in periodo piovoso a 60 l/s scarsi nel periodo di magra. I picchi di portata invece possono arrivare ad oltre 300 l/s nell'arco di poche ore.

Questo dato rappresenta solo una stima poiché il misuratore di portata installato sul tubo di mandata arriva al massimo a 170 l/s e perché inoltre la maggior parte dell'acqua durante le piene fuoriesce dal tubo di troppopieno. L'opera di presa realizzata agli inizi del secolo scorso, è costituita da una galleria lunga circa m 70 che intercetta la vena d'acqua seguendo un'antica grotta posta sul versante sinistro del Canale Porcinacchia.

Sorgente Pizzutello

Questa è una delle opere di presa più antiche risalente al 1912. E' collocata sul versante sinistro del torrente Porcinacchia ed è costituita da una galleria a passo d'uomo in parte nuda ed in parte rivestita in mattoni che segue, per circa m 100 con andamento tortuoso il contatto tra i Grezzoni e i conglomerati cementati di età quaternaria. Anche in questo caso la galleria termina in una specie di grotta o fessura nei Grezzoni da cui, attraverso due venute principali, scaturisce l'acqua che dopo essere stata raccolta in una vasca di carico viene immessa in un tubo di mandata.

Sorgente Gorgoglio

La presa è ubicata sul fianco sinistro del Canale Porcinacchia ed è più o meno alla stessa quota e parallela a questo. Opere di muratura convogliano le acque che fuoriescono direttamente dai calcari.

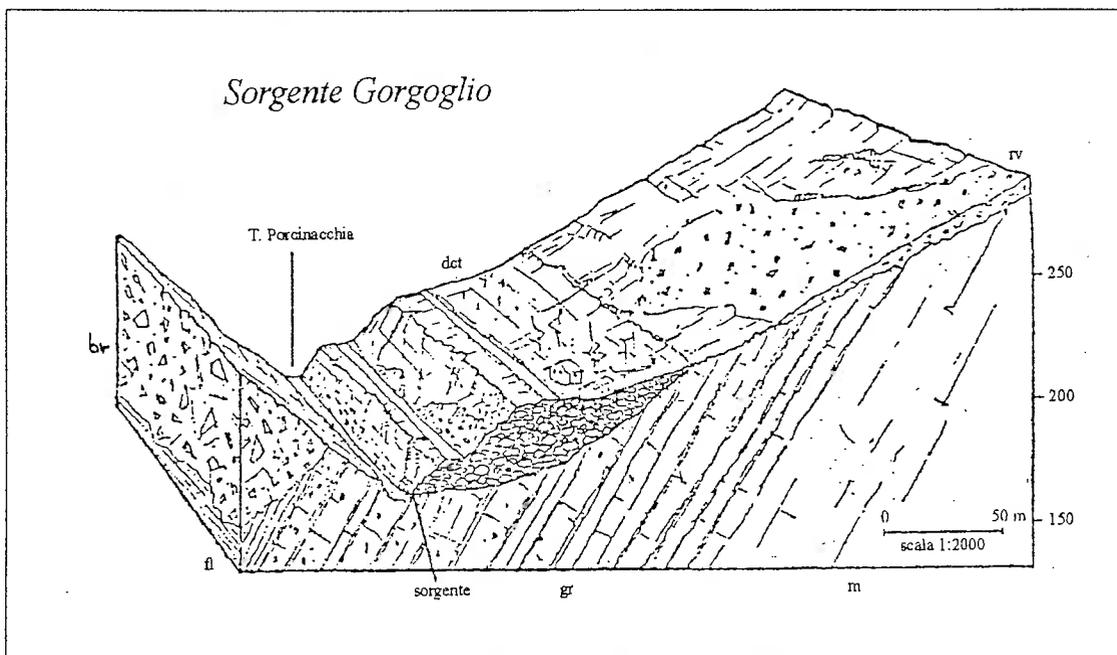


Fig. n. 9 Stereogramma geologico relativo alla Sorgente Gorgoglio gr: Grezzoni; m: marmi; fi filladi; br: breccie poligeniche; dct: depositi fluviali cementati e terrazzati; rv: ravaneti (da CASOTTI, 1996).

Sorgente Tana dei Tufi

E' ubicata sul versante destro del Canale Porcinacchia costituita da una galleria lunga circa m 130 che va ad intercettare un cunicolo naturale con direzione parallela al corso del Canale Porcinacchia, e che sbocca poco più a valle nel Canale di Torano da cui sgorgava originariamente la sorgente. Tutto il versante destro in questa zona è sede di cavità e grotte naturali ampiamente ispezionate e rilevate dagli speleologi.

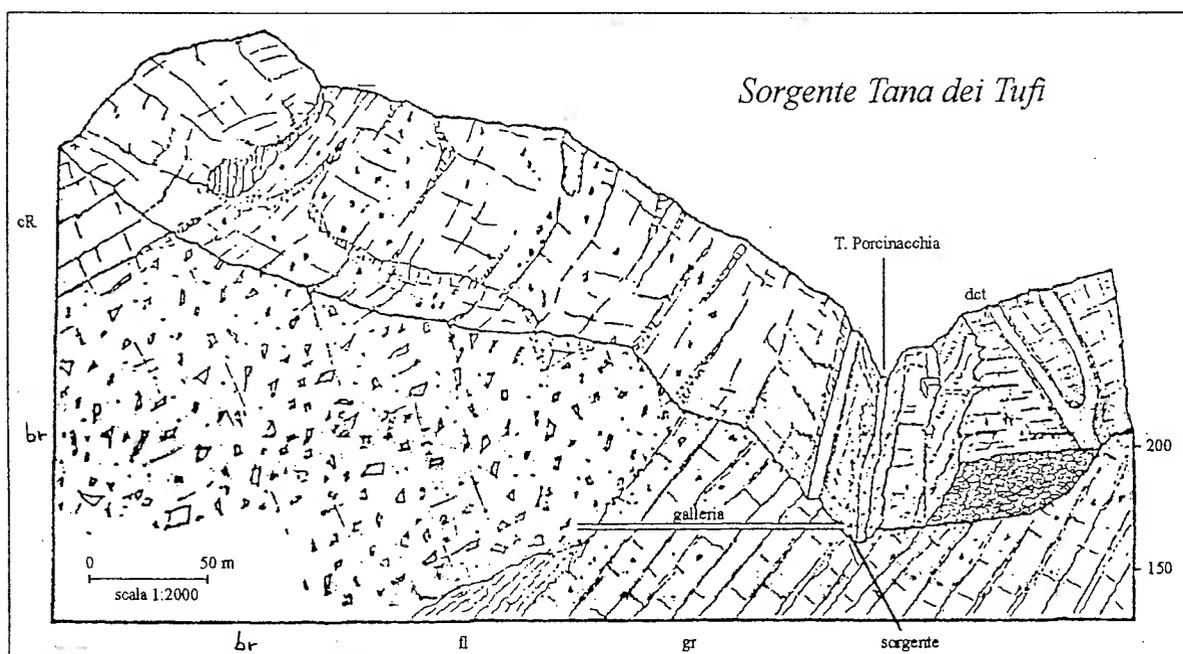


Fig. n.10 Stereogramma geologico relativo alla Sorgente Tana dei Tufi: gr:Grezzoni; fi: filladi br: breccie poligeniche; cR calcare a Rhaetavicola contorta; dct: depositi fluviali terrazzati (da CASOTTI, 1996)

Le acque delle quattro sorgenti sopra descritte vengono convogliate in vasche di raccolta poste nella valle del torrente Porcinaccia poco prima della confluenza con il fosso di Torano da dove poi parte la condotta di mandata principale per l'acquedotto della città.

Tutte le sorgenti sono dotate di misuratori di portata (tipo a flussimetro ad induzione magnetica) installati sulle condotte fra le sorgenti e le vasche di raccolta; e recentemente sono state dotate di torbidimetro singolo per cui è possibile effettuare delle distinzioni tra le quattro sorgenti, oltre che rilevare la torbidità totale in uscita.

9.2- DATI PLUVIOMETRICI, MISURE DI PORTATA DELLE SORGENTI DI TORANO

Lo studio delle sorgenti viene applicato soltanto a quelle appartenenti al Gruppo Torano. Per le sorgenti del Gruppo Canale (Bedizzano) infatti, non è stato possibile registrare né le misure di portata né i dati di torbidità per il mancato funzionamento degli apparecchi misuratori; lo studio di ricerca viene approfondito quindi solo alle Sorgenti di Torano più importanti poiché per queste i fenomeni di torbidità e di inquinamento sono più vistosi (A.M.I.A., 1994).

A fine capitolo vengono riportati i grafici relativi ai dati pluviometrici dell'anno 1997, le misure di portata, i dati di torbidità relativi ai periodi più significativi e le curve di esaurimento delle quattro sorgenti appartenenti al Gruppo Torano.

9.3 - CORRELAZIONI FRA IL REGIME DELLE PIOGGE, LA PORTATA E LA TORBIDITÀ

Dai dati forniti dall'A.M.I.A. (azienda che dispone di un impianto computerizzato per il controllo e la registrazione di vari elementi riferibili alle sorgenti della rete di distribuzione) in questa ricerca elaborati graficamente, emergono le caratteristiche di ogni singola sorgente (portata e torbidità), caratteristiche che sono state poi successivamente correlate con i dati pluviometrici. Le portate (in l/s) e le torbidità (misurate in unità FTU¹) vengono rilevate quotidianamente e di ora in ora ad intervalli

¹ Gli strumenti per la misura della torbidità installati sono di tipo ottico e si basano sulla comparazione dell'intensità della luce riflessa dalle particelle in sospensione nel campione con l'intensità della luce riflessa da un campione standard alle stesse condizioni ambientali. Per il campione standard di riferimento viene usato un polimero della Formazina (FORMAZIN TURBIDITY UNIT).

di sei minuti per cui è possibile seguire con estrema precisione ogni minima variazione dei loro valori.

Il periodo analizzato è relativo all'intero anno 1997.

Un attento esame del fenomeno della torbidità non può prescindere dal fatto che essa talvolta, pur essendo assente nei rilevamenti alla sorgente, viene invece registrata, seppure in quantità contenute e a fasi discontinue, dai macchinari più sensibili e precisi che presidiano la rete idrica.

I grafici riportati qui di seguito rappresentano i periodi più significativi sotto il profilo delle precipitazioni in rapporto alle variazioni di torbidità. Per rappresentare il periodo estivo sono stati scelti infatti alcuni giorni piovosi nel mese di giugno mentre per rappresentare il periodo autunnale, generalmente il più piovoso dell'anno, sono stati scelti alcuni giorni del mese di novembre. Come si denota dal pluviogramma (fig. n.11) l'anno 1997, a differenza degli anni passati, non è stato un anno ricco di precipitazioni; le aziende che hanno come attività l'escavazione dei marmi hanno provveduto infatti, a causa dell'estate particolarmente secca e della limitata frequenza di piogge, a posticipare l'approvvigionamento idrico necessario all'attività estrattiva annuale, dal consueto periodo di settembre al periodo invernale.

La torbidità nelle sorgenti del gruppo Torano ha un andamento discontinuo: a volte punte anche elevate (generalmente di breve durata) sono intercalate da periodi caratterizzati da assenza di torbidità o da valori di esso comunque molto contenuti.

Il grafico in fig. n 12 è relativo alle oscillazioni di torbidità registrate nel periodo di giugno (giorni 20/21/22/23). Da esso si evince come a seguito di una giornata piovosa (20 giugno 1997) caratterizzata da 19,6 mm di acqua precipitati nella notte tra il 19 e il 20 sia stato registrato un picco di 23 FTU nelle prime ore del mattino successivo per poi decrescere fino ad arrivare a circa 5 FTU nelle prime ore del pomeriggio: l'ondata di torbidità si è dunque propagata nelle acque della sorgente raggiungendo il picco massimo nelle prime due ore seguenti l'evento per poi decrescere sino a scomparire nell'arco di circa 15 ore.

Il periodo analizzato dal 6 novembre all'8 novembre 1997 fig.n.13 è stato caratterizzato dall'intensa precipitazione (max 5/11/1997 con 36 mm) avvenuta nell'arco della notte tra il 5 ed il 6 che ha provocato già alle 17.00 del 6 novembre un picco di circa 55 FTU della durata di circa 6 ore; dato potrebbe essere più elevato se l'apposito strumento di misurazione non registrasse solo sino a quel livello.

Il giorno successivo invece la curva decresce irregolarmente registrando via via picchi di torbidità sempre minori fino a stabilizzarsi sullo zero.

Il grafico di fig.n.14 relativo all'intervallo 17/12/1997-20/12/1997 rappresenta una fase di precipitazioni continue avvenute in questo stesso periodo con concentrazione più elevata nei primi due giorni; si può notare come, a poche ore dall'inizio dell'evento piovoso si sia raggiunto il massimo di concentrazione di torbidità (rilevabile i.e. 55 FTU) e si sia abbassato in seguito fino a poche unità, finché la sera del giorno 20 si è registrato un nuovo picco di torbidità (dato al quale non è stato possibile dare una spiegazione naturale se non rintracciabile in un momentaneo malfunzionamento dello strumento di rilevazione o in un intervento esterno probabilmente derivante dalla elevata concentrazione nella zona di attività estrattive).

Molti dei casi sin qui descritti (più compiutamente rappresentati nella veste grafica) evidenziano fenomeni facilmente riconducibili a cause naturali; per altri invece le cause e gli effetti naturali sono più difficilmente riconoscibili per cui si presuppone l'intervento di fattori esterni (ad es.: il ritardo registrato nel periodo estivo della torbidità a seguito di un evento piovoso potrebbe essere imputabile all'azione ostruente della marmettola -materiale di scarto costituito da polvere marmorea finissima- che si compatta con l'acqua come fango, e ostacola il deflusso dell'acqua).

- L'aumento repentino e contemporaneo della portata nelle quattro sorgenti di Torano, a poche ore da un evento piovoso, indica che le sorgenti hanno lo stesso tipo di circuito idrogeologico, molto veloce.
- I vari casi analizzati mostrano tempi di risposta mutevoli (da meno di 1 ora a diverse ore) probabilmente influenzati da diversi fattori: dalla stagione, dalla localizzazione, dall'intensità e dall'estensione delle precipitazioni.
- La torbidità accompagna sempre i grossi picchi di portata delle sorgenti: è stato osservato un ritardo variabile da circa $\frac{1}{2}$ ora ad un massimo di 1 ora fra l'aumento di portata e l'aumento di torbidità. Ipotizzando quindi una velocità massima di scorrimento nelle condotte carsiche soggette a periodici inondamenti di 1000 m/h

(rappresentante un valore elevato), si ottiene una distanza massima di provenienza degli inquinanti intorno al chilometro.

- Gli aumenti di portata (ed anche di torbidità) di maggiore intensità che in genere avvengono nel periodo estivo, possono essere imputabili al fatto che in quella stagione la portata delle sorgenti è al minimo e le precipitazioni sono brevi ma molto intense. Nel periodo estivo preso in esame nell'anno 1997, si sono registrate precipitazioni fino a circa 20 mm/ora di intensità con aumenti di portata per la sorgente Carbonera corrispondenti a circa 30 l/s.
- Si sono altresì verificati degli aumenti di torbidità non particolarmente intensi e della durata di alcune ore senza che si avessero precipitazioni e aumenti di portata.
- Altro fenomeno "anomalo" è quello della registrazione di picchi di portata legati a picchi di torbidità senza il riscontro di precipitazioni avvenute. Probabilmente questo fenomeno è attribuibile a precipitazioni concentrate in zone prive di misuratori pluviometrici o all'intensa attività di escavazione marmorea a monte delle sorgenti stesse (utilizzo di acqua per le macchine tagliatrici).

Qui di seguito vengono riportati i grafici relativi al Pluviogramma di Carrara, quelli corrispondenti ai dati di torbidità e i grafici delle misure di portata (per l'anno 1997) relativi alle singole sorgenti durante e successivamente ad eventi piovosi.

I dati di torbidità, registrati dall'A.M.I.A. ogni sei minuti, visualizzano nel migliore dei modi l'andamento del "fattore inquinante" permettendo così un eventuale intervento repentino in caso di necessità, a salvaguardia dell'acquedotto cittadino.

9.4 - CURVE DI ESAURIMENTO

Come ulteriore approfondimento per quanto riguarda le Sorgenti di Torano, sono state redatte graficamente le Curve di esaurimento di portata delle singole sorgenti, cosicché si è potuto calcolare, il volume della riserva idrica immagazzinata nel serbatoio sotterraneo delle sorgenti.

La portata minima è un dato fondamentale nell'ipotesi di captazione, in quanto è il valore minimo al quale si può far riferimento nei periodi di siccità (PRANZINI, 1993).

A questo proposito è stata costruita la curva di esaurimento relativa ad un periodo di tre-quattro mesi di regime non influenzato da precipitazioni ovvero in assenza di precipitazioni tali da disturbare sensibilmente l'andamento della Curva, che corrisponde in questo caso al periodo estivo.

Utilizzando la FORMULA DI MAILLET che esprime in modo semplice la portata di base in una relazione di tipo esponenziale tra portata ed il tempo si è potuto conoscere il volume di acqua immagazzinata nel serbatoio naturale nel periodo in cui la portata era minima.

$$Q_t = Q_0 * e^{-\alpha t} \quad (9.4.1)$$

dove:

Q_t, Q_0 = portate espresse in m^3/s al tempo generico t e t_0

t = tempo espresso in giorni

α = coefficiente di esaurimento che esprime la velocità con cui la portata decresce.

Dai dati di portata registrati nel periodo estivo, sono stati ricavati dei grafici a scala semilogaritmica ($\log Q-t$), nei quali, la curva di portata diventa una retta il cui coefficiente angolare corrisponde al coefficiente di esaurimento.

Integrando la Formula (9.4.1) si ottiene la seguente:

$$W_t = \frac{Q_t * 86.400}{\alpha}$$

dove:

W_t = volume in m^3 di H_2O immagazzinata al momento in cui la portata è Q_t

α = coefficiente angolare calcolato sulla curva di esaurimento (gg^{-1})

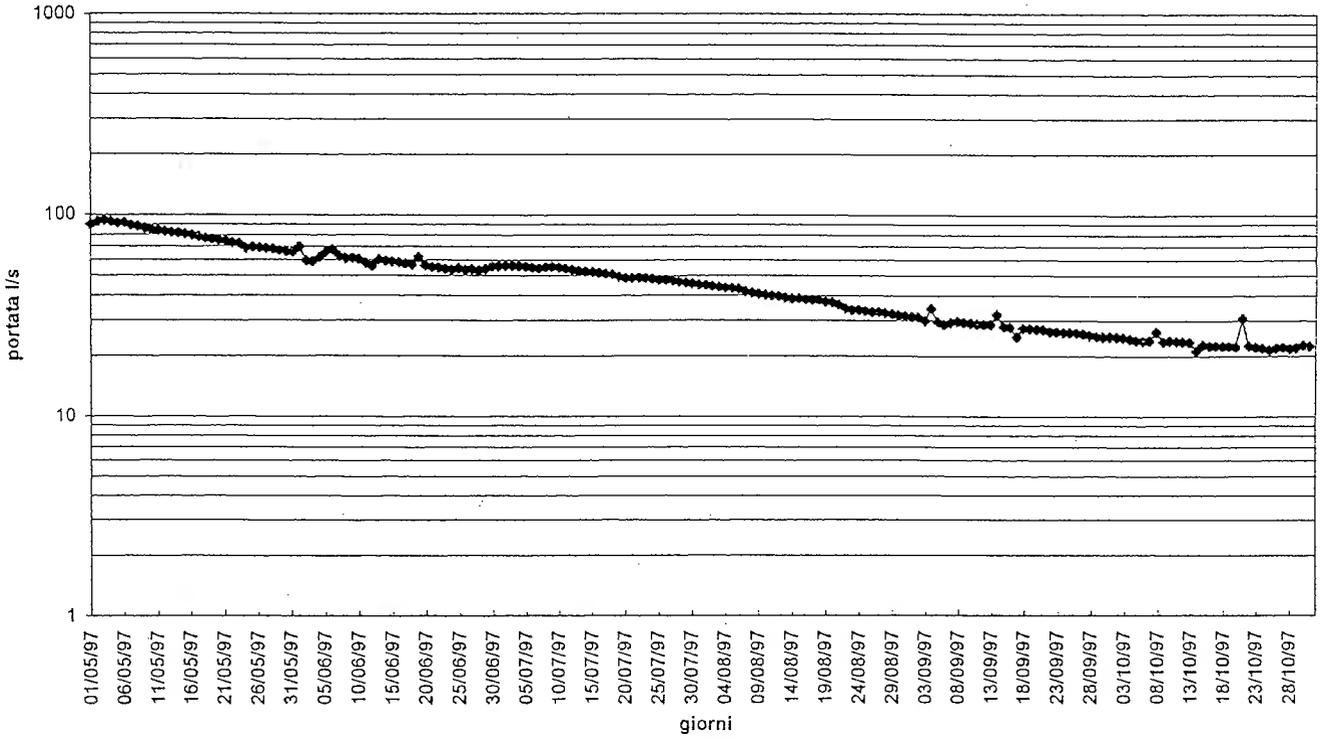
86.400 = numero di secondi in un giorno (per omogeneizzare le grandezze dato che α è espresso in gg^{-1})

Il coefficiente di immagazzinamento e i volumi di acqua (immagazzinata) nei serbatoi delle quattro Sorgenti di Torano è espresso quindi nella tabella seguente:

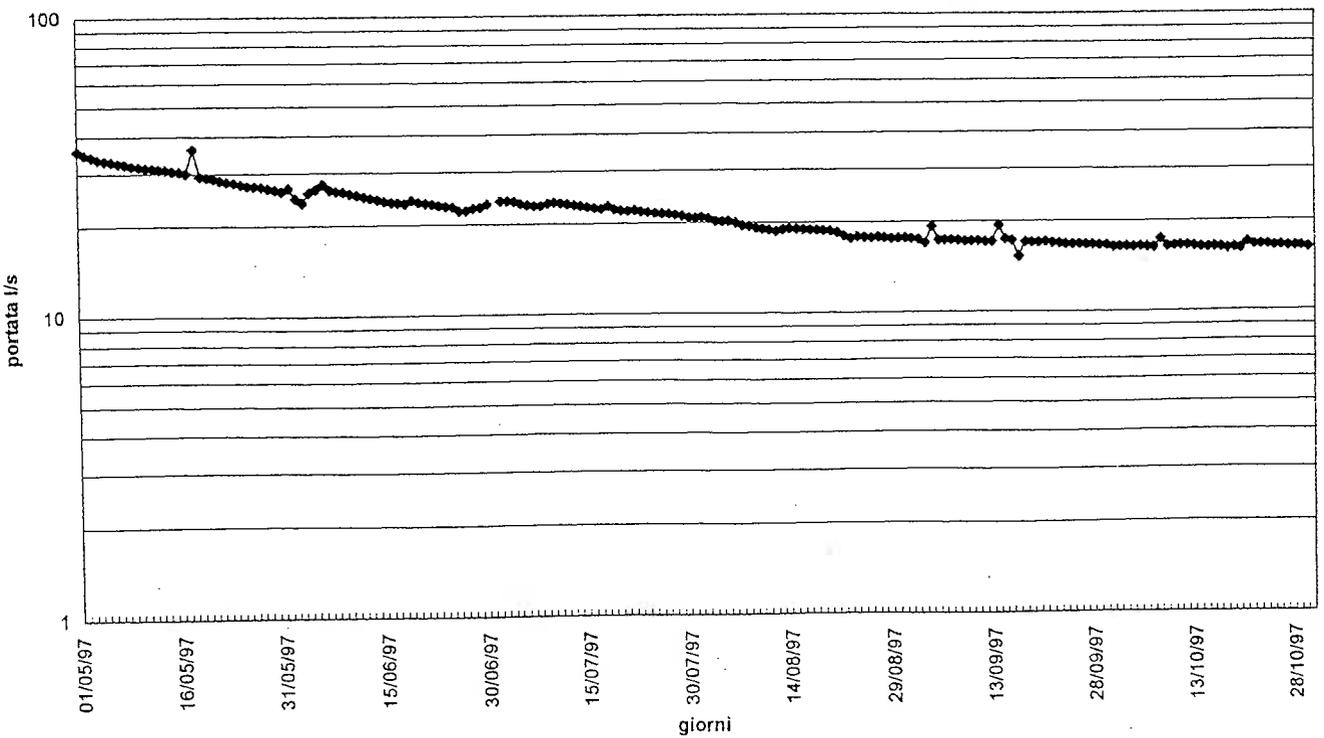
SORGENTE	α (g ⁻¹)	W_t (m ³)
CARBONERA	0.026	66.460
GORGOGLIO	0.022	62.800
TANA DEI TUFFI	0.023	67.000
PIZZUTTELLO	0.028	37.000

I volumi di acqua riportati in tabella si riferiscono all'acqua immagazzinata nei serbatoi naturali delle sorgenti nei giorni di fine ottobre, periodo in cui la portata in esse era minima, cioè non influenzata da eventi piovosi. Se successivamente infatti le sorgenti non venissero più alimentate, nei serbatoi naturali rimarrebbero i volumi di acqua riportati in Tabella (cfr. Grafici relativi alle Curve di esaurimento delle singole Sorgenti).

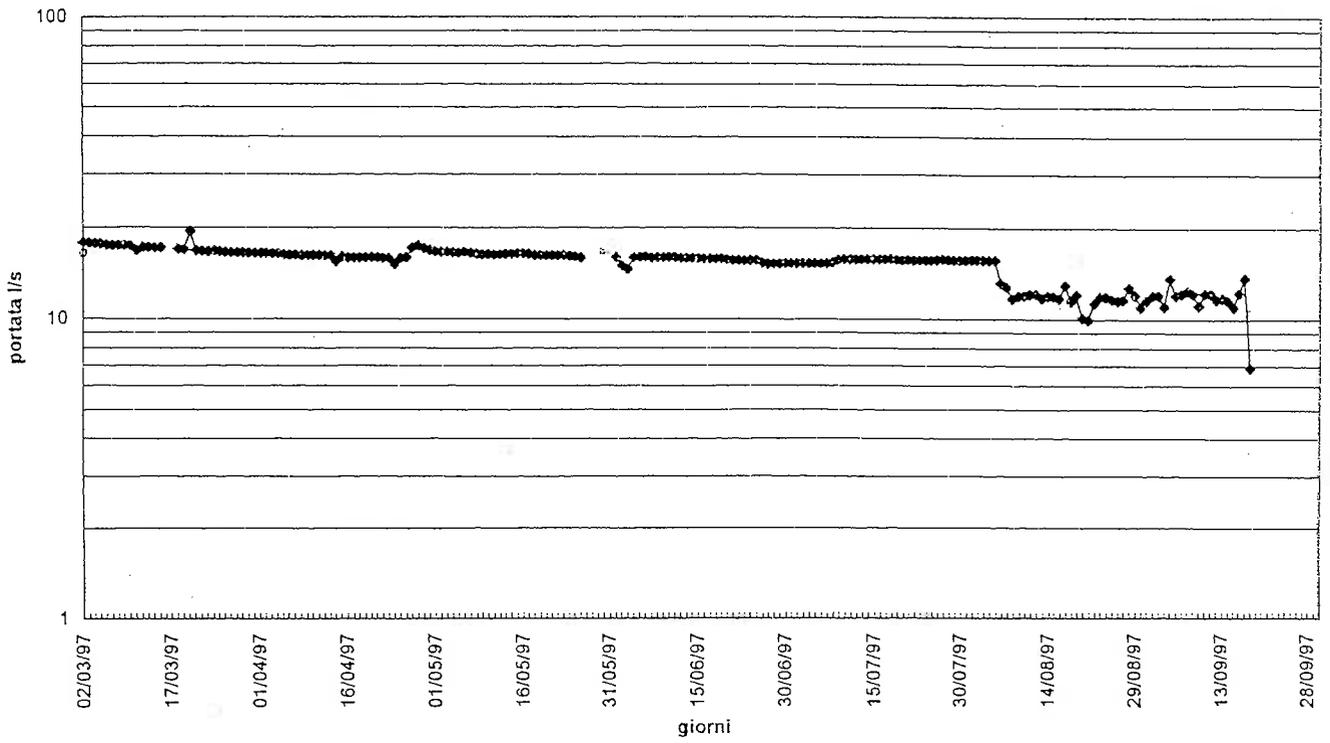
CURVA DI ESAURIMENTO DELLA SORGENTE CARBONERA Maggio-ottobre 97



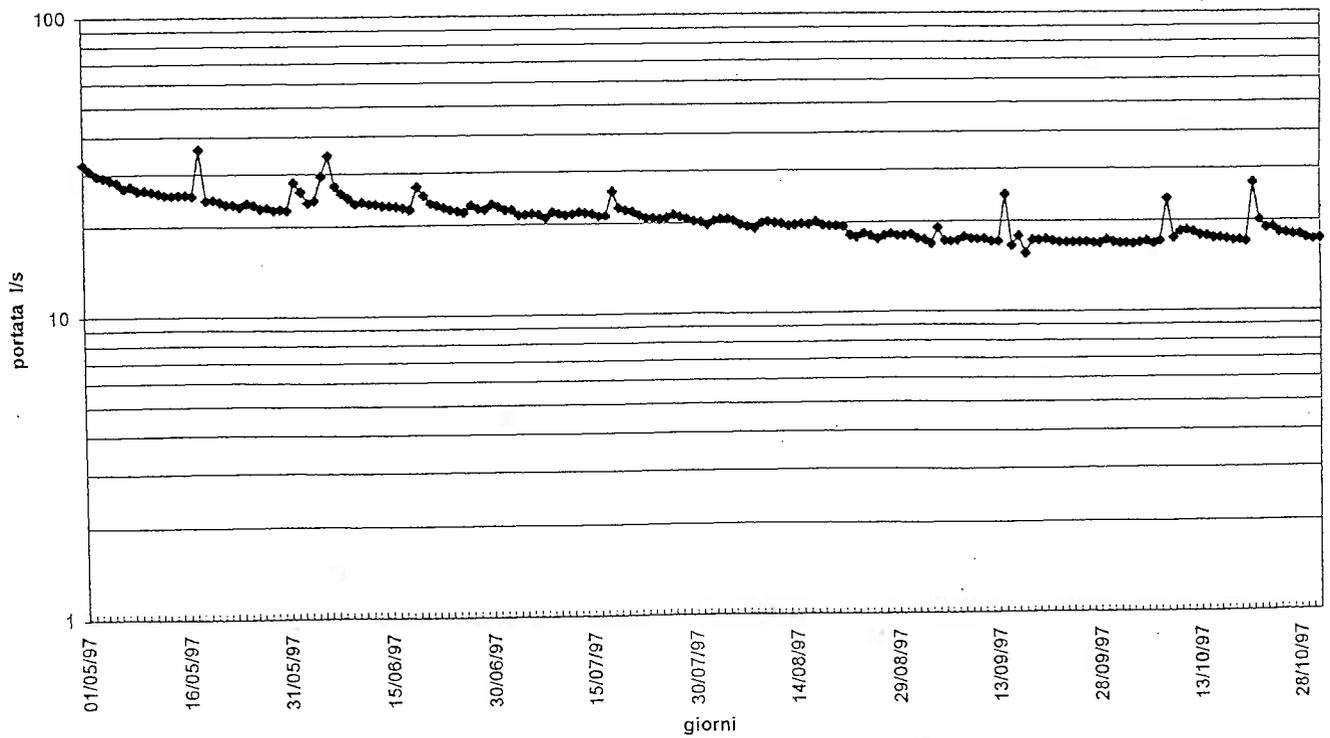
CURVA DI ESAURIMENTO DI GORGOGGIO Maggio-Ottobre 97



CURVA DI ESAURIMENTO PIZZUTTELLO Marzo-Settembre 97



CURVA DI ESAURIMENTO DI TANA DEI TUFI Maggio- Ottobre 97



Pluviogramma di Carrara anno 1997

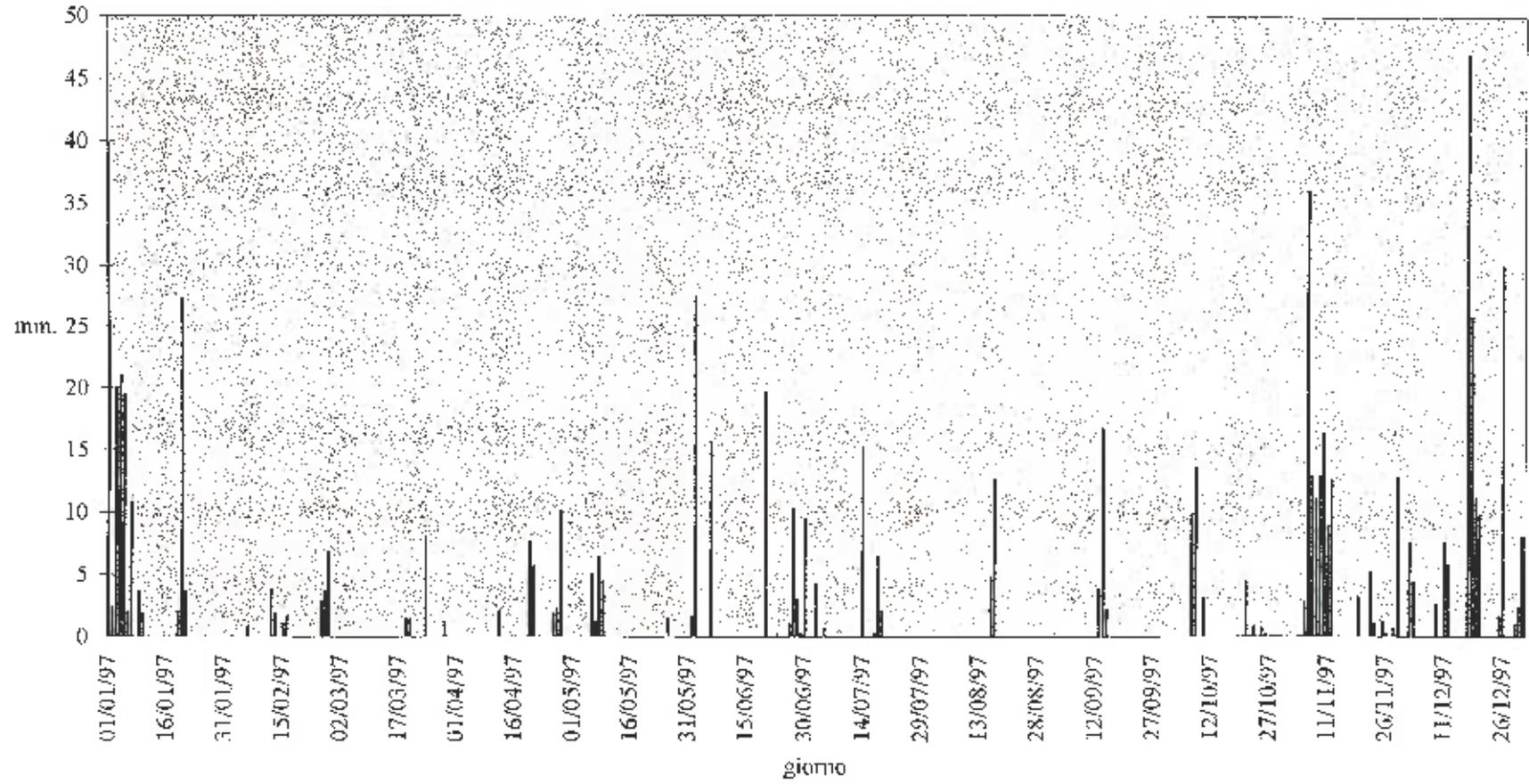


Fig. n.11 Pluviogramma di Carrara nell'anno 1997

TORBIDITA' SORGENTI TORANO intervallo 20/6/97-23/6/97

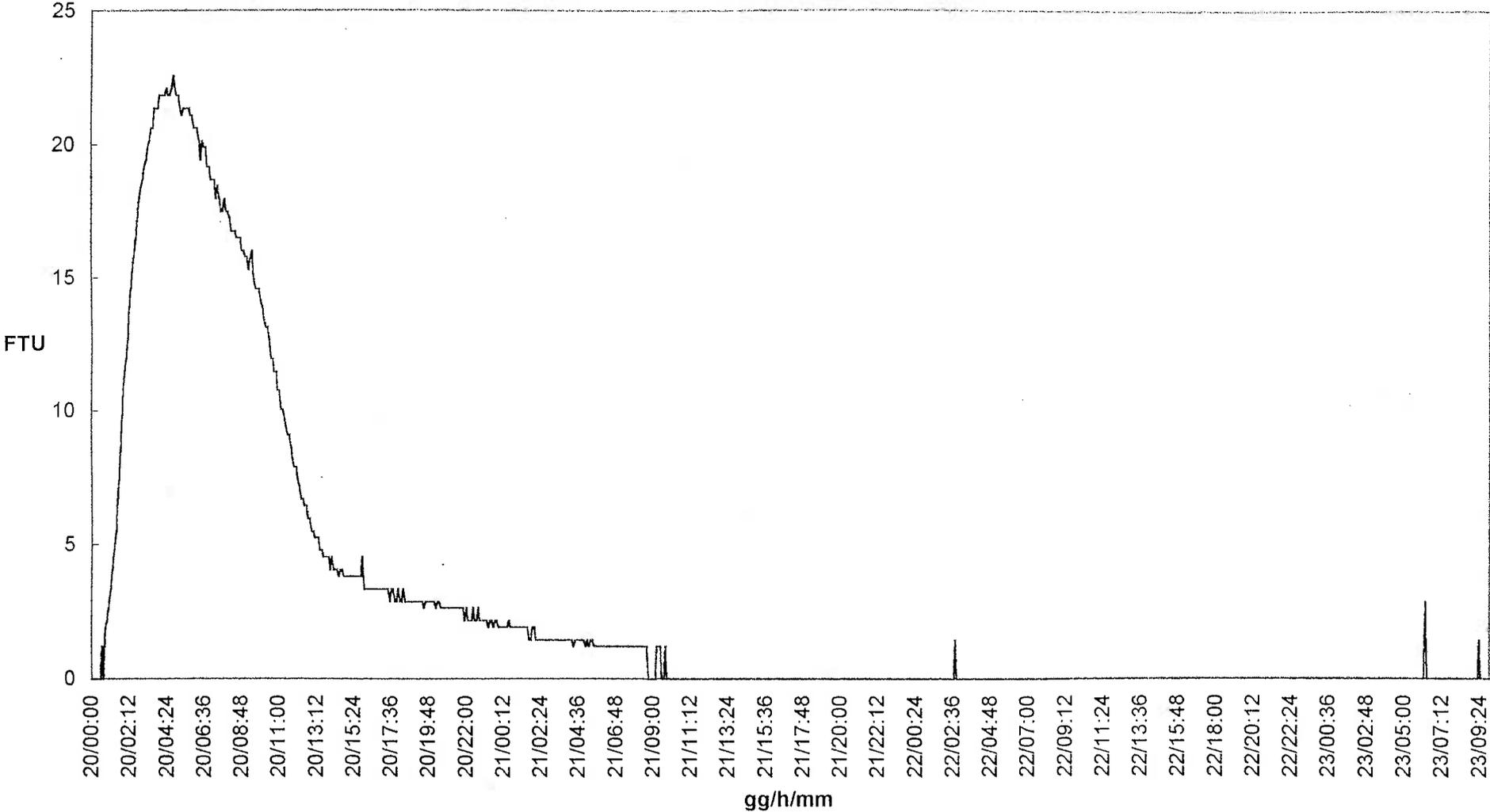


Fig.n.12 Grafico Torbidità per le Sorgenti gruppo Torano (20/6-23/6/97)

TORBIDITA' SORGENTI TORANO intervallo 6/11/97-8/11/97

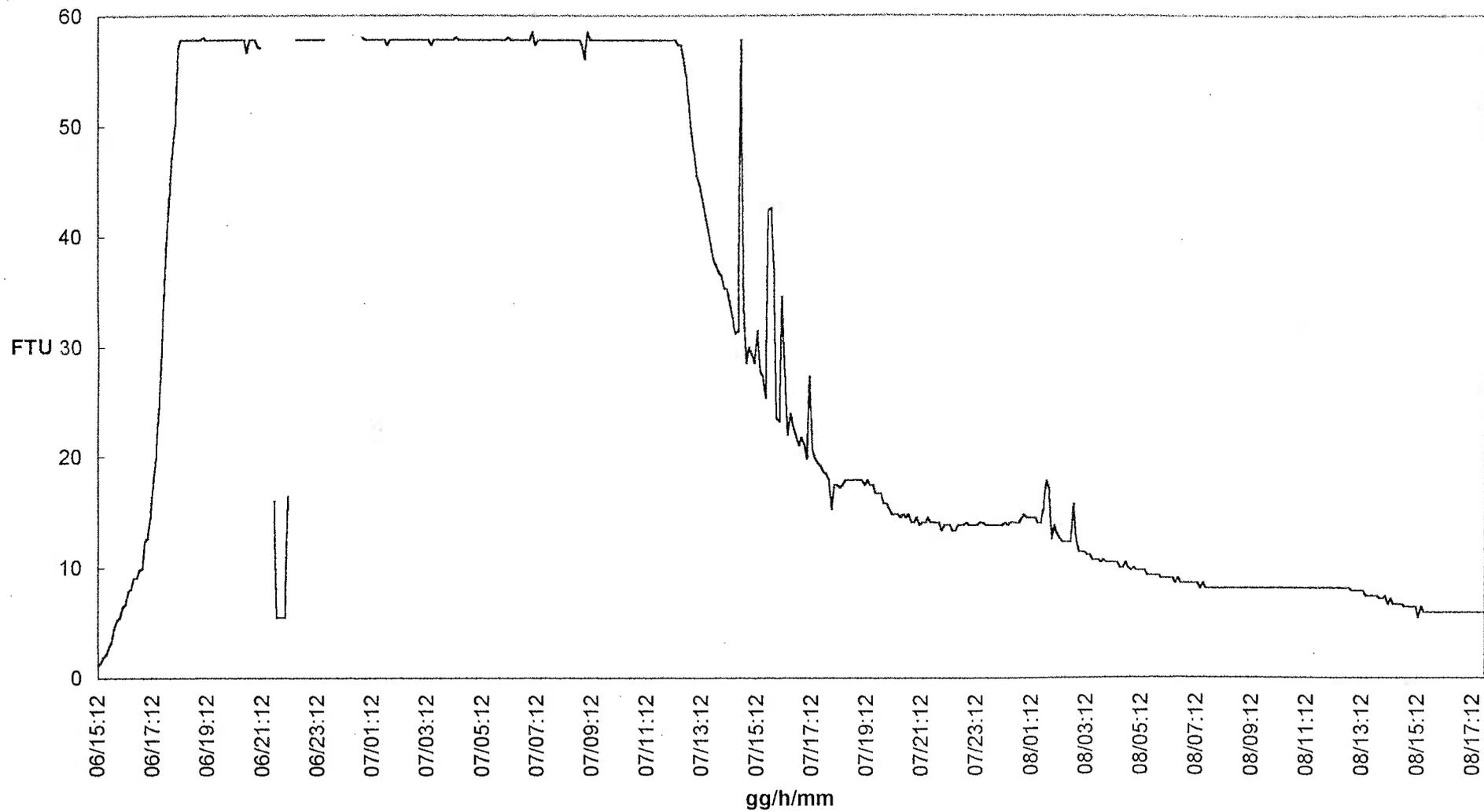


Fig. n.13 Grafico Torbidità per le Sorgenti Gruppo Torano (6/11/97-8/11/97)

TORBIDITA' SORGENTI TORANO intervallo 17/12/97- 20/12/97

89

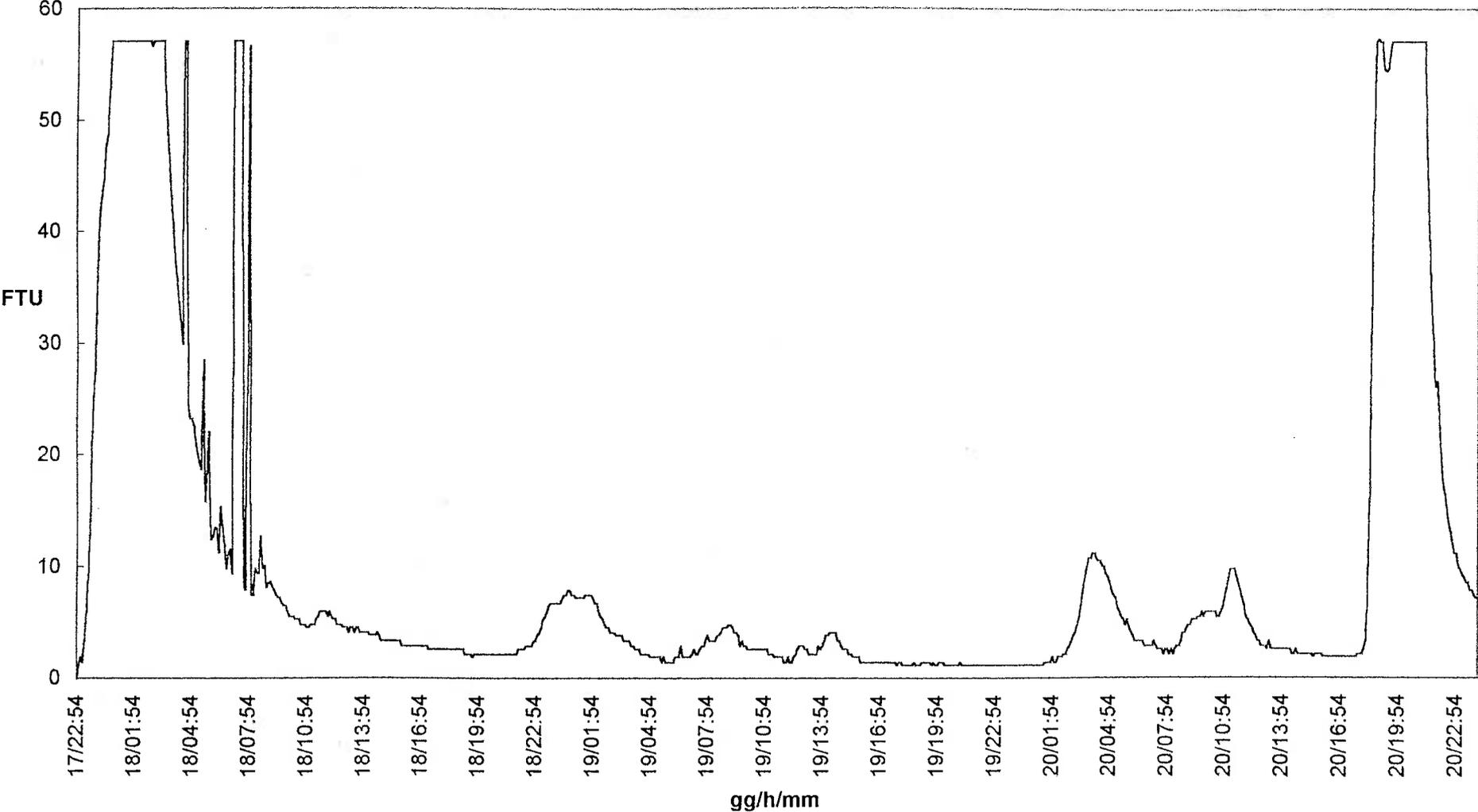


Fig.n.14 Grafico Torbidità per le Sorgenti Gruppo Torano (17/12/97-20/12/97)

MISURA DI PORTATA ANNUALE CARBONERA 1997

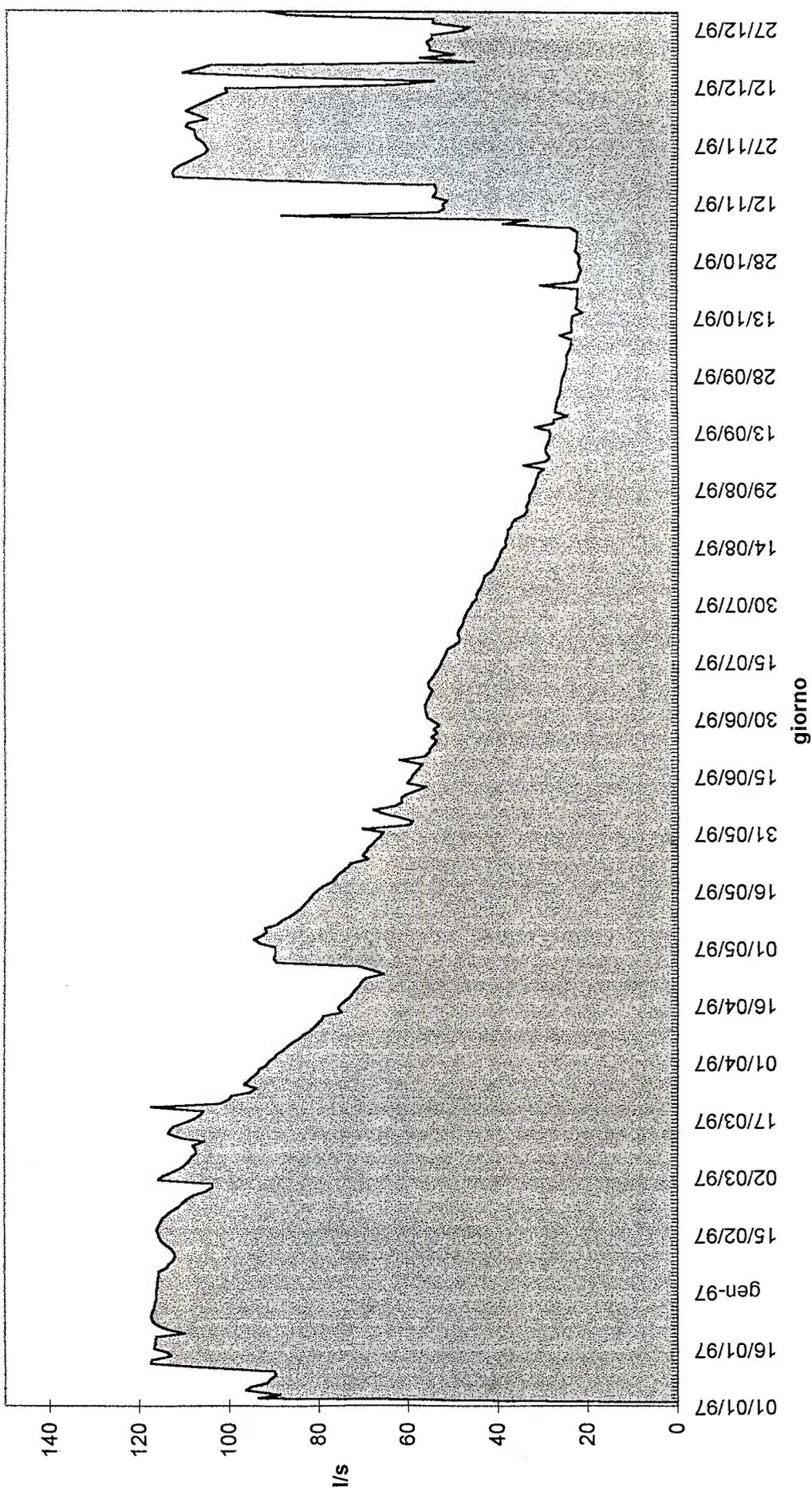


Fig.n.15 Grafico misure di portata Sorgente Carbonera nell'anno 1997

MISURA DI PORTATA ANNUALE GORGOGGIO 1997

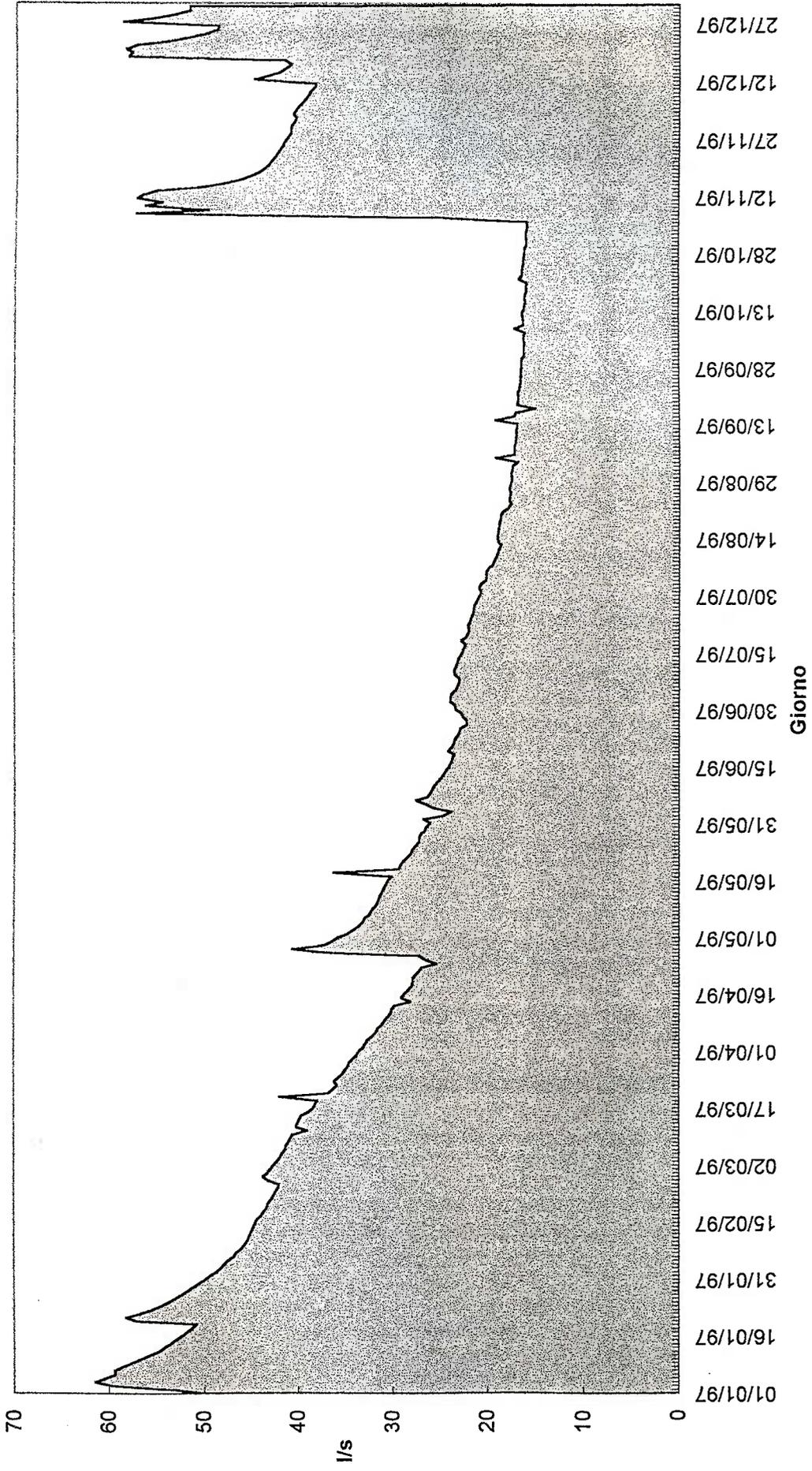


Fig. n.16 Grafico misure di portata Sorgente Gorgoglio nell'anno 1997

MISURA DI PORTATA ANNUALE PIZZUTTELLO 1997

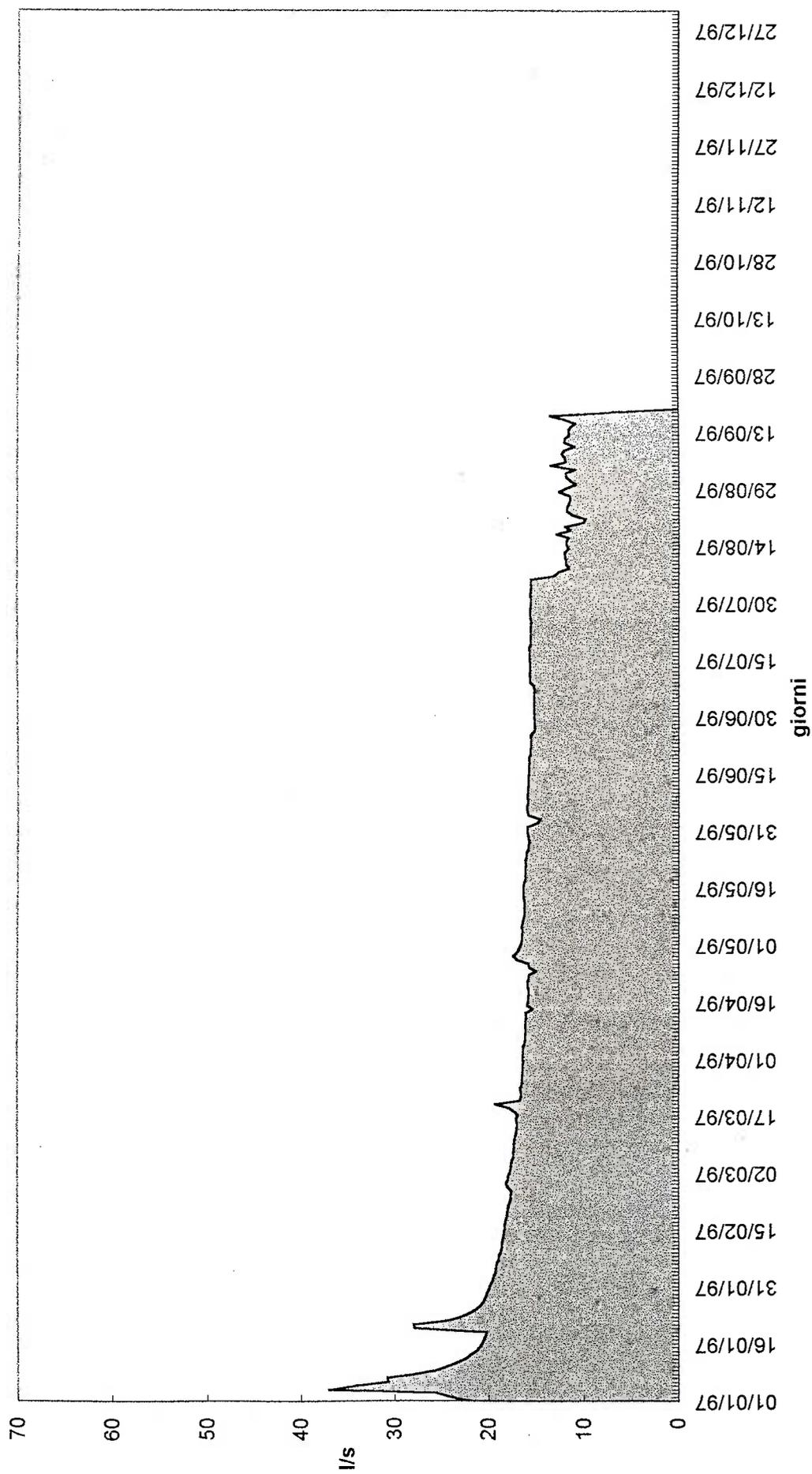


Fig. n.17 Grafico misure di portata Sorgente Pizzuttello nell'anno 1997

MISURA DI PORTATA ANNUALE TANA DEI TUFI 1997

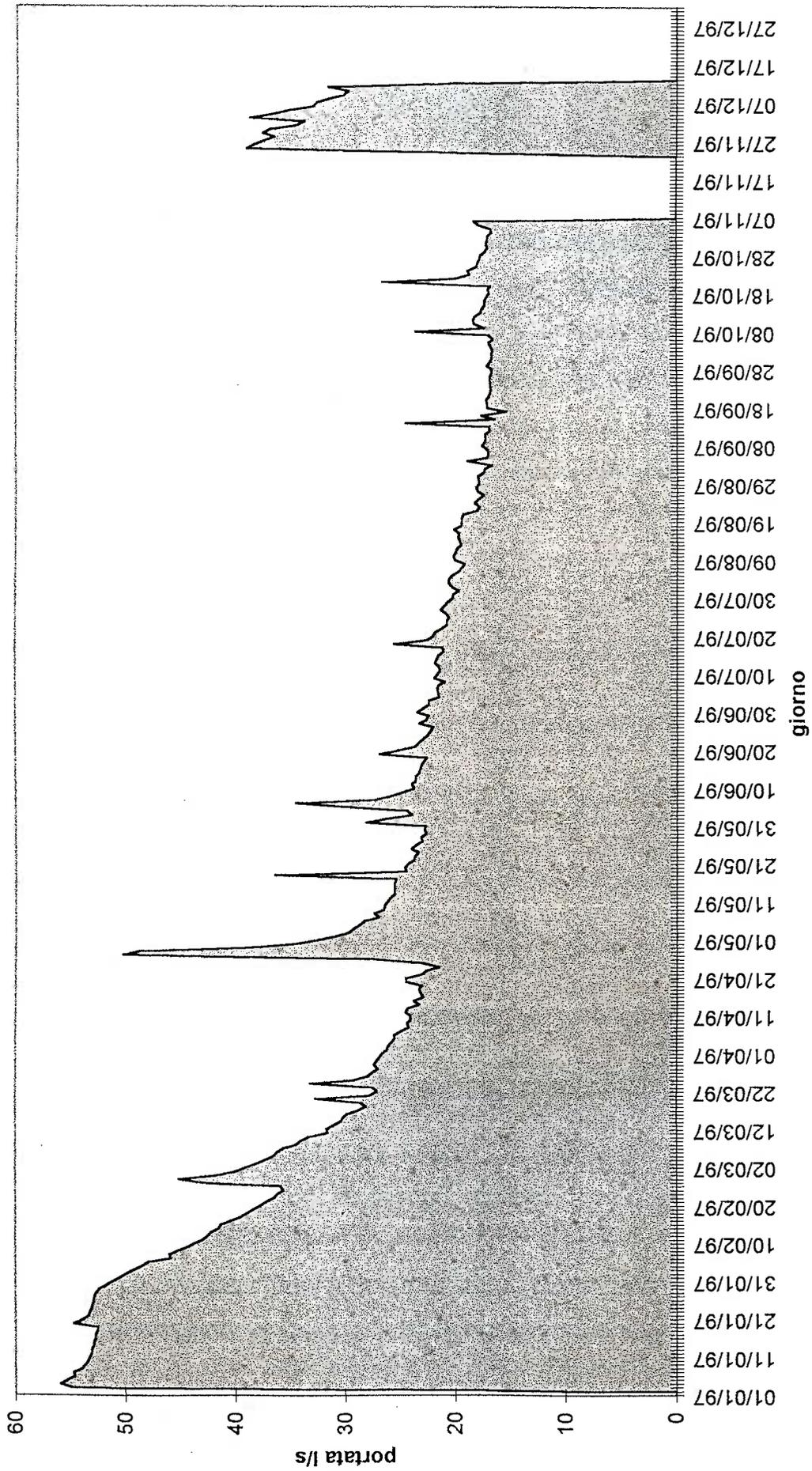


Fig. n.18 Grafico misure di portata Sorgente Tana dei Tufi nell'anno 1997

BILANCIO IDROLOGICO DEL BACINO DI CARRARA

L'acqua che cade su una determinata superficie (precipitazione) in parte evapora e/o torna all'atmosfera per mezzo della traspirazione vegetale dando luogo al fenomeno dell'evapotraspirazione; in parte scorre in superficie (ruscellamento superficiale), si raccoglie nei fiumi ed esce dall'area come deflusso superficiale; in parte infine si infiltra nel sottosuolo (infiltrazione). Se l'area considerata non è idrogeologicamente chiusa, l'acqua può essere scambiata con aree contigue.

Il bilancio idrologico annuale di un determinato bacino idrografico può essere sintetizzato dalla seguente equazione:

$$A_s + P = E + R + I + D_s \quad (10.1)$$

$\begin{array}{c} \setminus / \\ D \end{array}$

A_s = Acqua importata da aree contigue (mm/anno)

P = Precipitazione (mm/anno)

E = Evapotraspirazione reale (mm/anno)

R = Ruscellamento superficiale (mm/anno)

I = Infiltrazione (mm/anno)

D_s = Acqua esportata verso aree contigue (mm/anno)

D = Deflusso totale $R + I$ (mm/anno)

Il bilancio ha il compito di confrontare fra loro i vari parametri idrologici che lo compongono qualora siano tutti determinati: altrimenti consente di ricavarne direttamente uno, noti gli altri.

Nello studio delle risorse idriche delle Alpi Apuane (PICCINI *et al.*, 1996) quando sono stati considerati sistemi idrogeologici chiusi la relazione (10.1) si è ridotta a :

$$P = E + R + I \quad (10.2)$$

in quanto A_s e $D_s = 0$. Essendo $D = R + I$ (10.3) risulta valida anche la relazione

$$P - E = D \quad (10.4)$$

Di seguito saranno analizzati e calcolati i vari parametri del Bilancio Idrologico del Bacino di Carrara relativi all'anno 1997:

PRECIPITAZIONI :

La media annuale delle precipitazioni calcolata tra il 1951-95 (PICCINI *et al.*, 1997) è stata pari a circa 1.377 mm, mentre la media registrata nel 1997 dall'Istituto Idrografico e Mareografico di Pisa nella stazione di Carrara (quota 112 m s.l.m.) è stata nettamente inferiore attestandosi su valori di circa 727 mm. Dalla media annuale registrata tra il 1951-95 relativa alle precipitazioni dell'intero bacino, da quella registrata a Carrara e dalle precipitazioni cadute nella stessa città nel '97, si è potuto calcolare, con una semplice proporzione, l'altezza d'acqua piovuta su tutto il bacino di Carrara durante il 1997.

$$P_{(\text{Carrara } 51-95)} = 1.377 \text{ mm}$$

$$P_{(\text{Bacino } 51-95)} = 1.816 \text{ mm}$$

$$P_{(\text{Carrara } 97)} = 727 \text{ mm}$$

$$P_{(\text{Bacino } 97)} = \frac{1.816 \times 727}{1.377}$$

$$P_{(\text{Bacino } 97)} = 960 \text{ mm}$$

EVAPOTRASPIRAZIONE:

Questo termine sintetizza due processi che interessano il ciclo idrologico; l'evaporazione e la traspirazione.

L'evaporazione rappresenta la quantità di acqua che ritorna all'atmosfera dal suolo e dagli specchi di acqua libera per puro processo fisico; la traspirazione invece è la quantità d'acqua che le piante assorbono dal terreno per mezzo delle radici e cedono all'aria attraverso le foglie, dunque con un processo biologico. La distinzione fra

questi due termini non è necessaria ai fini quantitativi del bilancio idrologico; infatti la quantità d'acqua globale restituita all'atmosfera viene definita con il termine generico di "Evapotraspirazione".

La temperatura dell'aria è uno dei parametri necessari per il calcolo dell'evapotraspirazione. La temperatura media annuale sull'intero bacino calcolata dal 51-95 è stata di 10,7°C (PICCINI *et al.*, 1997) mentre quella registrata a Carrara nello stesso periodo è risultata uguale a 13,7°C. Per il calcolo di essa sono stati utilizzati i dati pubblicati da PICCINI *et al.*, (1997) cioè le medie annuali riguardanti la città di Carrara e quelle del Bacino marmifero a monte di essa. La temperatura media invece del 1997 è stata di 14,3°C, si è così calcolato tramite la proporzione la temperatura media del 1997 del Bacino di Carrara.

$$T_{(\text{Carrara } 51-95)} = 13,7^{\circ}\text{C}$$

$$T_{(\text{Bacino } 51-95)} = 10,7^{\circ}\text{C}$$

$$T_{(\text{Carrara } 97)} = 14,3^{\circ}\text{C}$$

$$T_{(\text{Bacino } 97)} = \frac{10,7 \times 14,3}{13,7}$$

$$T_{(\text{Bacino } 97)} = 11,16^{\circ}\text{C}$$

La temperatura così ottenuta viene applicata all'equazione:

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$$

il cui risultato è utilizzato nell'Equazione di Turc, equazione che perviene direttamente all'evapotraspirazione reale annua attraverso correlazioni di carattere climatico.

EQUAZIONE DI TURC:

$$E = \frac{P}{\sqrt{0,9 + (P^2 / L^2)}}$$

Tale formula è valida per $(P/L) > 0,316$ altrimenti si assume $E = P$

L'Evapotraspirazione risultata da questi dati corrisponde quindi a:

$$E = 208,7 \text{ mm}$$

INFILTRAZIONE

L'infiltrazione **I** rappresenta il parametro che quantifica le risorse idriche sotterranee dinamiche cioè il volume d'acqua che ogni anno alimenta la rete idrica e che può essere sfruttato senza disequilibri. Calcolando il valore delle precipitazioni e della evapotraspirazione ricaviamo dalla formula del bilancio $D = P - E$ (10.4) - dove $D = R + I$ (10.3) - il dato "D" che rappresenta il totale dei deflussi superficiali e sotterranei e corrisponde alle "precipitazioni efficaci" definite da CIVITA *et al.*, 1984. Una parte di questi deflussi è il parametro che vogliamo calcolare per il nostro studio: l'infiltrazione.

Il coefficiente che permette di quantificare la "parte" dei deflussi che ci interessa è definito "di infiltrazione efficace" e corrisponde $Cie = I / D$ da cui si ricava $I = D \times Cie$ oppure $I = Cie \times (P - E)$ (10.5). Dalla bibliografia si possono acquisire alcuni di questi coefficienti calcolati nell'area apuana relativi alle principali formazioni geologiche ad alta e media permeabilità per fratturazione e carsismo (CAZZANTE, 1987; TEDICI, 1996). Per quanto riguarda le aree in cui affiorano Marmi e Grezzoni (formazioni ad ALTA PERMEABILITÀ), il coefficiente **Cie = 80%** mentre per quanto riguarda le aree in cui affiorano il Calcare Selcifero, Calcare Rosato, Breccie della Versilia e Calcari a Rhaetavicola Contorta (formazioni a MEDIA PERMEABILITÀ) il **Cie = 70%**. Si è provveduto pertanto ad utilizzare per il calcolo dell'Infiltrazione complessiva nell'area del bacino Marmifero di Carrara una media ponderata alle due aree fra i due valori (**Cie = 76,5%**).

Applicando questo dato all'equazione (10.5) si ottiene così l'infiltrazione che equivale a :

$$I = Cie \times (P - E) \Rightarrow I_{(media)} = 574,74 \text{ mm}$$

dove:

$$I_{(Alta Permeabilità)} = 601 \text{ mm} \quad (10.6)$$

$$I_{(Media Permeabilità)} = 525,91 \text{ mm} \quad (10.7)$$

Il prodotto $Cie \times (P - E)$ fornisce quindi per il sistema idrogeologico l'**Infiltrazione** e le risorse idriche dinamiche sotterranee **R.I.D.** ovvero la quantità di acqua che, mediamente in un anno si infila e riemerge alle sorgenti.

Il **R.I.D.** è stato calcolato mettendo in rapporto l'Infiltrazione relativa agli affioramenti ad ALTA PERMEABILITÀ e MEDIA PERMEABILITÀ con le rispettive superfici affioranti nel Bacino Marmifero di Carrara (superficie complessiva del Bacino = 19,06 kmq PICCINI *et al.* 1997):

$$\text{Superficie}_{(\text{Alta Permeabilità})} = 12,39 \text{ kmq}$$

$$\text{Superficie}_{(\text{Media Permeabilità})} = 6,67 \text{ kmq}$$

per cui i R.I.D. rispettivi risultano:

$$\text{R.I.D.}_{(\text{Alta Permeabilità})} = 236,12 \text{ l/s}$$

$$\text{R.I.D.}_{(\text{Media Permeabilità})} = 111,22 \text{ l/s}$$

$$\text{R.I.D.}_{(\text{totale})} = 347,34 \text{ l/s}$$

Qui di seguito vengono trascritte le misure di portata medie delle sorgenti di Torano (esclusa la Sorgente Tana dei Tufi il cui Bacino di alimentazione è collocato su terreni appartenenti alla Falda Toscana) e quelle del gruppo Canalie per l'anno 1997:

$$Q_{(\text{media 97 Pizzutello})} = 21,25 \text{ l/s}$$

$$Q_{(\text{media 97 Gorgoglio})} = 39,23 \text{ l/s}$$

$$Q_{(\text{media 97 Carbonera})} = 78,85 \text{ l/s}$$

$$Q_{(\text{media 97 Torano})} = 139,33 \text{ l/s}$$

$$Q_{(\text{media 97 Canalie})} = 161,80 \text{ l/s}$$

$$Q_{(\text{media 97 Martana})} = 56,03 \text{ l/s}$$

$$Q_{(\text{media 97 Canalie})} = 217,83 \text{ l/s}$$

$$Q_{(\text{media 97 Totale})} = 357,16 \text{ l/s}$$

La portata totale della sorgente è quindi in buon accordo con il R.I.D. calcolato (errore < di 3%).

Il **R.I.D.** risulta così essere superiore alle risorse idriche captate **R.I.C.** (dato fornito dall'A.M.I.A. pari a 220 l/s); il sottosfruttamento dipende in parte dalla mancanza di ulteriori opere di captazione, ma in misura maggiore dal regime delle portate delle sorgenti, le quali sono prossime ai valori minimi quando la richiesta idrica è più alta (periodo estivo).

In questa situazione sarebbe necessario quindi la realizzazione di invasi capaci di trattenere almeno una parte dei deflussi disponibili delle sorgenti da utilizzare nel periodo estivo. Questo processo in generale è inattuabile in tutte le Alpi Apuane, che costituiscono un parco regionale di elevato valore paesaggistico e ambientale, già sottoposto agli effetti dell'attività di estrazione del marmo. Tuttavia la situazione risulta favorevole allo sfruttamento stagionale delle riserve permanenti. Le emergenze idriche maggiori sono infatti delle sorgenti di trabocco (Torano e Canalie) che scaricano le acque di infiltrazione stagionale. E' pertanto possibile realizzare pozzi o gallerie drenanti per la captazione dell'acqua da attivare come risorsa integrativa o sostitutiva nei periodi di siccità o di carenza idrica per motivi diversi (inquinamento, aumento della domanda) (PICCINI *et al.*, 1997).

SISTEMA IDROGEOLOGICO	CARRARA
FORMAZIONI AFFIORANTI (prevalenti)	Marmi, Grezzoni, C.Selc.
SUPERFICIE (km ²)	19,06
PRECIPITAZIONE MEDIA (mm)	960
QUOTA MEDIA (m)	741
TEMPERATURA MEDIA (°C)	11,16
EVAPOTRASPIRAZIONE MEDIA -Turc- (mm)	208,7
COEFF. D'INFILTRAZIONE EFFCACE MEDIO = Cie (%)	76,5
Q _(TOTALI DELLE SORGENTI) (l/s)	357,16
INFILTRAZIONE MEDIA (mm)	574,74
RISORSE IDRICHE DINAMICHE SOTTERRANEE (l/s)	347,34
RISORSE IDRICHE SOTTERRANEE CAPTATE (l/s)	220
RISORSE SOVRASFRUTTABILI (l/s)	127,34

CAPITOLO 11

CONFINI DEL SISTEMA IDROGEOLOGICO DEL BACINO MARMIFERO DI CARRARA

Con il termine “Bacino idrogeologico” si intende un dominio all’interno del quale le acque sotterranee defluiscono preferenzialmente verso le zone di recapito, che possono coincidere con sorgenti, fronti acquiferi o con corpi superficiali e sotterranei.

I limiti di tale bacino sono determinati dagli spartiacque sotterranei, definendo con questo termine qualsiasi elemento geometrico, sia esso stratigrafico, tettonico o morfologico, che condiziona il deflusso delle acque sotterranee creando una linea di displuvio sulla superficie piezometrica o uno sbarramento, anche parziale, alla circolazione idrica.

La determinazione di un tracciato probabile relativo ai limiti idrogeologici si è basata sulla distribuzione delle formazioni geologiche a diverso grado di permeabilità, sull’assetto strutturale, sulla posizione delle sorgenti e sulle relative portate, sulla posizione degli spartiacque superficiali, utilizzando anche i risultati di una complessa indagine (PICCINI & PRANZINI, 1989) tesa ad individuare i limiti idrogeologici del Bacino confinante del Frigido).

Il Bacino di alimentazione delle sorgenti di Carrara si estende per 19.06 kmq (PICCINI *et al.* 1997); ad Est esso è individuato dalla linea che congiunge (da Sud a Nord) la cima de La Rocchetta (895 m s.l.m.) con la vetta de La Faggiola (1455 m s.l.m.) - limite che non corrisponde allo spartiacque morfologico ma che è stato rilevato empiricamente (tramite colorazioni) da PICCINI & PRANZINI 1989 - successivamente il confine prosegue lungo il contatto Marmi-Calcarei Selciferi sino a giungere al M. Borla; attraversa in seguito la zona del Morlungo e da lì procede sino alla cima del M. Ballerino. Da qui si dirige verso NW sino ad incontrare il contatto tettonico Breccie Poligeniche - Falda Toscana (confine orientale del Bacino di Gagnana); il confine poi coincidendo con tale contatto tettonico continua in direzione Sud sino al paese di Torano. Da esso riprende verso SE attraversando la cima senza nome (505,3

m s.l.m.) a Nord di Miseglia, scende verso la zona delle sorgenti (Canalie), seguendo per un breve tratto il corso del Canale di Colonnata per risalire quindi lungo il versante settentrionale del Monte Brugiana (964 m s.l.m.) lungo il contatto tettonico tra Unità Apuana e Unità di Massa segnato dalle filladi della copertura di quest'ultima (rocce praticamente impermeabili). Da qui il limite del bacino di alimentazione si identifica con il contatto tra le due formazioni fino a congiungersi con lo spartiacque tra il Bacino del fiume Frigido e quello del Torrente Carrione, nei pressi de La Rocchetta, chiudendo così l'area.

In base all'ubicazione delle principali sorgenti captate ed alla morfologia dell'area presa in esame, il Bacino Marmifero di Carrara può essere suddiviso in due sottobacini: quello relativo alle Sorgenti del gruppo Canalie (Bedizzano) e quello delle Sorgenti di Torano.

Il confine idrografico che separa i due sottobacini è stato individuato in corrispondenza della linea di cresta (in direzione N-S) che va dal M. Borla sino al M. Betogli attraversando Foce di Pianza, Poggio della Piazzola, M. Torrione rappresentato sulla Carta Idrogeologica (v. **Allegato 4**). Le aree dei due sotto- bacini (B. Torano e B. Canalie) così delineate risultano essere:

Bacino Torano = 11,90 kmq

Bacino Canalie = 7,16 kmq

Bacino M. Carrara = 19,06 kmq

Le due aree sono caratterizzate dalla presenza di formazioni ad Alta e Media Permeabilità distribuite in proporzioni diverse.

I R.I.D. rispettivi calcolati tramite le misure delle Infiltrazioni relative alle due classi di Permeabilità (Alta e Media cfr. formula 10.6 e 10.7) sono riportati assieme alle Infiltrazioni relative nella tabella seguente:

	Bacino di Torano	Bacino delle Canalie
Area (Alta Permeabilità)	5,95 kmq	6,44 kmq
Area (Media Permeabilità)	5,95 kmq	0,72 kmq
Infiltrazione (Alta Permeabilità)	601 mm	601 mm
Infiltrazione (Media permeabilità)	526 mm	526 mm
R.I.D. (Alta Permeabilità)	113,39 l/s	122,73 l/s
R.I.D. (Media Permeabilità)	99,22 l/s	12,00 l/s
R.I.D. (Totale)	212,61 l/s	134,73 l/s
Q (Totale)	139,33 l/s	217,83 l/s
Q_T - R.I.D._T *	-73,28 l/s	83,10 l/s

*I valori ottenuti sono diseguali in quanto influenzati da quella parte di ruscellamento che infiltrandosi perviene alle Sorgenti Canalie (83,10 - 73,28 = 9,82 l/s).

Dal confronto delle portate totali con i rispettivi R.I.D., si può supporre che ci sia un deflusso sotterraneo, che favorito dai sistemi di fratturazione, si incanala dal Bacino di Torano verso il Bacino delle Canalie (dato confermato anche dall'orientazione delle fratture). Per questo il limite idrogeologico che divide i due sottobacini non corrisponde al limite idrografico ma viene a posizionarsi più ad Ovest di quest'ultimo per circa 1 km. Questa posizione viene avvalorata dalle direzioni dei finimenti che proprio nella zona Nord del limite si dirigono parte ad Est (verso Canalie) e parte ad Ovest (verso Torano).

CAPITOLO 12

CONSIDERAZIONI SULLA VULNERABILITÀ DELLE ACQUE SOTTERRANEE

A seguito della definizione dei bacini idrogeologici relativi alle sorgenti in esame, si conferma come le numerose emergenze presenti ai piedi del rilievo apuano, sul lato marino della catena, siano alimentate da acque meteoriche la cui circolazione avviene all'interno delle formazioni carbonatiche dell'Unità Apuana.

Il complesso carbonatico Grezzoni-Marmi rappresenta sicuramente l'acquifero principale ed i Marmi, proprio in virtù delle caratteristiche litologico-strutturali che li contraddistinguono, raggiungono il massimo valore di permeabilità.

E' soprattutto all'interno di quest'ultima formazione, vista anche la sua grande estensione areale, che si sviluppa la maggior parte del circuito carsico sotterraneo.

Pur essendo privo di stratificazione, il marmo presenta delle linee di minor compagine d'insieme definite dai cavatori "verso" e "pelo", corrispondenti a fratture di tensione e di successiva decompressione.

Come già detto in precedenza (**v.Cap.7**), le rocce a prevalente composizione carbonatica, quali i Marmi, sono interessate dalla dissoluzione operata dalle acque meteoriche ricche di anidride carbonica determinando così un progressivo allargamento delle originarie fratture, sino alla formazione di cavità superficiali e sotterranee che favoriscono l'infiltrazione e la percolazione delle acque stesse.

Le sorgenti esaminate appartengono alla tipologia carsica e le acque che scaturiscono da esse hanno circolato attraverso una fitta rete di fratture che, in alcuni casi, possono essere anche molto ampie o addirittura veri e propri condotti; tali acque sono caratterizzate da una velocità di scorrimento sotterraneo che va da pochi m/h fino a circa 80 m/h in condizioni di piena (CIVITA *et al.*, 1991) con un breve tempo di permanenza all'interno dell'ammasso roccioso.

I condotti carsici esercitano un minimo effetto depurativo sulle acque, in quanto non si ha filtrazione come avviene nei mezzi porosi, ed il tempo di contatto con la roccia è minimo (PRANZINI, 1991). In occasione di intense e prolungate piogge, le

acque sorgive si presentano opalescenti sino a rivelarsi decisamente torbide a causa del dilavamento delle acque stesse sulle coperture di suolo residuale argilloso ed in assenza di una efficace filtrazione attraverso minute fratture della roccia.

Per questo motivo appare chiaro che le sorgenti in oggetto siano in condizioni di facile vulnerabilità: un episodio inquinante che si verifichi anche all'estremo limite del bacino di alimentazione può manifestarsi nel giro di poche ore alla sorgente proprio perché la circolazione idrica è molto veloce e l'inquinante non ha il tempo di degradarsi.

Le capacità di depurazione naturale infatti sono ulteriormente ridotte in quanto nella zona è estremamente scarso, se non nullo, lo spessore dello strato superficiale di suolo, che potrebbe funzionare invece da primo "filtro" per le acque di infiltrazione. A questa intrinseca predisposizione all'inquinamento si aggiunge la circostanza che i bacini di alimentazione delle sorgenti si estendono su di un'area nella quale l'attività di escavazione per lo sfruttamento dei bacini marmiferi è molto sviluppata, essendo il comprensorio carrarese uno dei più importanti a livello mondiale.

In tale situazione, dove si ottiene l'abbinamento tra un acquifero ad elevata suscettibilità all'inquinamento e la diffusa presenza dell'uomo con attività altamente impattante nell'area di alimentazione delle sorgenti, è naturale attendersi lo sviluppo dei fenomeni di inquinamento, più o meno gravi, legati all'attività di escavazione marmorea e alla lavorazione dei materiali lapidei.

La presenza di vaste aree coperte da materiali terrosi rimaneggiati, dei ravaneti (nei quali i frammenti calcarei sono inglobati in una matrice terrosa), e di ampi piazzali di cava (sui quali le acque piovane hanno la possibilità di ristagnare e di dilavare limo e polvere calcarea prima di infiltrarsi), aumenta la torbidità delle acque sorgive anche in condizioni di scarsa ricarica.

Il particolare aspetto della zona risulta altresì specialmente vulnerabile sotto l'impatto delle attività umane, nella fattispecie estrattive. L'area, infatti, è soggetta da millenni all'interesse dell'economia estrattiva, particolarmente intensificatesi negli ultimi anni, grazie alla evoluzione dei tradizionali metodi di escavazione verso una tecnologia sempre più industrializzata. E' stato stimato (COLI & MARIOTTONI 1994) che oltre il 27% di tutta l'estrazione di marmo avvenuta nel tempo è stato cavato soltanto negli ultimi 25 anni. Sappiamo inoltre che la produzione lapidea apuana da

sola rappresenta il 20% del totale nazionale, con una valenza economica del 64% sull'intero fatturato nazionale del settore lapideo. Questi dati, che mostrano da sé la frequenza e la intensità degli interessi industriali nella zona, spiegano anche la portata dell'impatto umano sull'aspetto originario del territorio, e calcolano l'interazione tra uomo e ambiente concentrata qui come in poche altre occasioni ambientali.

12.1- INQUINAMENTO INDUSTRIALE

La più forte evidenza di tale impatto è registrabile proprio nella circolazione idrica sotterranea e nella capacità di trasporto di essa degli agenti inquinanti.

La prima occasione di allarme per la pericolosità alla salute pubblica, risale al maggio 1991, quando il fenomeno costrinse l'amministrazione dei comuni di Massa e di Carrara ad una disposizione di divieto di potabilità. L'eccezionalità dell'evento procurò una certa sensibilizzazione a favore della ricerca per l'individuazione di origini e dinamiche degli agenti inquinanti. Le prime analisi (maggio 1991) attestano la presenza di idrocarburi nelle acque della sorgente del Cartaro (Massa), provenienti direttamente dall'area estrattiva di Carrara (Cima Gioia). A distanza di un mese, la contaminazione si estese anche alle sorgenti del gruppo di Torano, seguita a poca distanza da quella delle sorgenti delle Canalie. L'inquinamento fu tale che si rese necessario l'approvvigionamento idrico cittadino tramite intervento della Protezione Civile.

Un'analisi protratta per oltre un anno dal marzo 1991, (CASOTTI, 1996) dimostra in dettaglio i luoghi e i tempi di diffusione dell'inquinamento nei bacini acquiferi. In generale, la contaminazione assume andamento discontinuo con punte anche elevate, intercalate da periodi di assenza di idrocarburi o con concentrazioni molto basse (basse nei mesi di Agosto-Settembre, presumibilmente a causa della pausa estiva industriale; massime a Maggio-Giugno, con punte di 330-130 µgr/l).

In particolare, secondo i dati forniti dall'Usl/2 (SANSONI, 1991), le sorgenti del gruppo di Torano si sono dimostrate più vulnerabili all'inquinamento, rispetto alle altre: infatti, a seguito di un evento piovoso avvenuto nella prima settimana di giugno 1991, gli alti valori di concentrazione di idrocarburi si sono mantenuti per un lungo arco di tempo, fino agli inizi del mese successivo.

I gravissimi problemi di integrazione tra le esigenze di una salvaguardia ambientale e le motivazioni economiche del settore industriale trovano in questo territorio un esempio tangibile dell'urgenza di una soluzione intelligente, capace di fornire ed assicurare una prospettiva di continuità all'attività estrattiva, ma che garantisca soprattutto la salvaguardia della salute pubblica e dell'ambiente. La via per una mediazione tra le due opposte esigenze dovrebbe risiedere nella consapevolezza che in realtà queste non debbano esser trattate in regime di antitesi, ma che vadano invece sviluppate entrambe per il benessere generale. In termini pratici, occorre perseguire una via tecnologica che riesca a far superare lo scoglio del binomio industrializzazione = inquinamento, e fornire invece alle industrie estrattive le misure per una tecnologia "dolce", che garantisca prodotto economico ma anche salvaguardia ambientale.

CONCLUSIONI

Uno degli elementi di novità della presente ricerca è rappresentato dall'analisi dei dati pluviometrici (reperiti dall'azienda A.M.I.A.), con quelli di portata e torbidità, dall'integrazione di questi nella prospettiva di una analisi mirata alla definizione delle aree di alimentazione delle sorgenti carraresi.

Osservando i grafici allegati, le modalità dei processi di circolazione delle acque all'interno del Bacino Marmifero di Carrara mostrano il comportamento specifico della zona nell'ambito della tipologia carsica. A conferma di quanto sopra, il rilevamento geologico (**vedi Allegato n. 1-2**), la compilazione della Carta Tettonico-Strutturale in dettaglio e la Carta Idrogeologica (**vedi Allegato n. 3-4**), hanno posto in evidenza le modalità della circolazione idrica sotterranea, impostata in terreni carbonatici, in linea con il comportamento carsico. Ciò è ulteriormente visibile dall'andamento dei diagrammi di portata (curve di esaurimento) delle singole sorgenti, caratterizzati da una curva spezzata con tratti di diverse inclinazioni indicanti velocità di circolazione differente.

E' importante sottolineare come il carsismo del Bacino di Carrara si sia impostato su terreni carbonatici che hanno subito metamorfosi, dovute a deformazioni duttili e fragili del Terziario. Tali deformazioni hanno sviluppato sistemi di fratturazione dalle quali, grazie alla solubilità delle rocce, si sono prodotte vere e proprie vie di scorrimento, innescando una circolazione idrica sotterranea a scapito di quella superficiale. A differenza di quanto avviene in terreni carbonatici compatti, le formazioni in esame, interessate da continui processi di deformazione fragile e in presenza di sistemi di fratturazione, hanno facilitato lo sviluppo del carsismo.

Dal calcolo del Bilancio Idrico dell'intero Bacino nell'anno 1997, considerando i diversi Coefficienti di Infiltrazione attribuiti alle diverse classi di permeabilità, la loro distribuzione in rapporto all'area, l'assetto strutturale, i limiti morfologici, l'orientazione dei citati sistemi di fratturazione, si è potuto definire l'ipotetico limite

idrogeologico che divide l'intero Bacino nei due sottobacini delle Sorgenti delle Canale e delle Sorgenti Torano.

Inoltre, dalle strutture così evidenziate dalle carte qui prodotte si comprendono meglio le incidenze degli agenti inquinanti nelle sorgenti, le vie e i tempi di circolazione e in definitiva l'impatto dell'attività umana nell'assetto ambientale.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLI C. (1990) - *Apatite fission track datings and the uplift of the Apuan Alps and surrounding regions (Northern Appennines, Italy)*. - 70° int. Conf. Geocr. And cosmocr., Abstract, Camberra AUS, 24-29 Settembre 1990.
- AZZARO E., DI SABATINO B., & NEGRETTI G. (1977) - *Grado metamorfico di alcune rocce della serie scistosa basale nei dintorni di Foce a Giovo* - Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, pp 667-670.
- BAGNOLI G. & TONGIORGI M. (1979) - *New fossiliferous Silurian (M. Corchia) and Devonian (monticiano) layers in the Tuscan Paleozoic*. Mem. Soc. Geol. It. 20, pp 301-313.
- BARBERI F. & GIGLIA G. (1966) - *La serie scistosa basale delle Alpi Apuane*- Boll. Soc. Geol. It., 4, 6, pp 41-92.
- BIGAZZI G., DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. & MORELLI P. (1988) - *La struttura cataclastico-milonitica di Foce di Mosceta, Alpi Apuane Sud Orientali (M. Corchia, Gruppo delle Panie)* - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, 95 pp 89-103.
- BOCCALETTI M., COLI M. & GOSSO G. (1982) - *Strutture di interferenza a scala megascopica nel settore Nord delle Alpi Apuane* - Mem. Soc. Geol. It., 24, pp 289-292.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. Note illustrative* - C.N.R. pubblicazione nr. 429, 1982, 203 pp.

- BOCCALETTI M. & GOSSO G. (1980) - *Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi metamorfica nell'area di CampoCecina - Monte Pisanino delle Alpi Apuane settentrionali* - Mem. Soc. Geol. It., 21, pp 101-110.
- BOCCALETTI M., CAPITANI S., COLI M., FORNACE G., GOSSO G., GRANDINI G., MILANO P.; MORATTI G., NAFFISSI P. & SANI F. (1983) - *Caratteristiche deformative delle Alpi Apuane settentrionali* - Mem. Soc. Geol. It., 26, pp 527-534.
- BRASCHI S. DEL FREO P. & TREVISAN L. (1986) - *Ricostruzione degli antichi ghiacciai sulle Apuane* - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Serie A., 93, pp 203-219.
- CALISTRI M. (1984) - *Studi di geomorfologia e Neotettonica II - Il Pliocene fluvio-lacustre della Conca di Barga.* - Mem. Soc. Geol. It., 13, pp.1-21.
- CAPITANI S. & SANI F. (1983) - *Analisi strutturale delle aree del M. Cavallo - M. Contrario e del M. Tambura* - Mem. Soc. Geol. It., 26, pp 535-541.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G (1975a) - *Aperçu sur la géologie des Apuanes*- Bull. Soc. Geol. De France, 17, pp 963-978.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P. L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993) - *Tettonica distensiva del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane. Guida all'escursione*
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975b)- *Le fasi tettoniche terziarie dell'auctocono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale*- .Boll. Soc. Geol. It., 94 pp1957-1981.

- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1977) -*Analisi meso-strutturale della zona occidentale delle Apuane metamorfiche*- Boll. Soc. Geol. It.,96,pp 429-450.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1983) -*Il problema della doppia vergenza sulle Alpi Apuane e la struttura di M.Corchia*- Boll. Soc. Geol. It., 26, pp 515-525.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA L. (1984) -*Auctocono Apuano e Fada Toscana: sintesi dei dati ed interpretazioni più recenti*- In: Cento anni di geologia italiana. Vol. giub. I Centenario S.G.I., Bologna, pp 199-214.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) -*The transition from compression to extension in mountain belts: evidence from the Northern Apennines Core Complex*- Tectonics,9,pp 1275-1303.
- CARMIGNANI L. (1985) - *Carta geologico - strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane, scala 1:25.000, Foglio Nord* - Litografia artistica cartografica Firenze.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI L. & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza <Sin> e <Post-Nappe> della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio* - Boll. Soc. Geol. It., 110, pp 351-364.
- 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* - Tipografia Editrice Pisana, pp 110.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) -*Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*- J. Geol., 86, pp 487-504.

- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane* - Mem. Soc. Geol. It., 21, pp 93-100.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane*-. Mem. Soc. Geol. It., 21, pp 93-100.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1979) - *Large scale reverse "drag folds" in the late Alpine building of the Apuan Alps (N. Appennines)*- Atti Soc. Tosc. Sc.Nat., ser A, 86, pp 109-125.
- CASOTTI (1996) - *Le Sorgenti Carsiche che alimentano gli acquedotti di Carrara e Massa: il fenomeno di inquinamento da idrocarburi e l'impatto dell'attività estrattiva sulla qualità delle acque*-Tesi di laurea inedita.
- CAZZANTE (1986) - *Significato della distribuzione delle sorgenti e calcolo dell'infiltrazione in alcune formazioni geologiche della Toscana*-
- CHOQUETTE P.W., JAMES N.P. (1988) - *Paleokarst*- 416 pp. Casa editrice Springer-Verlag, New York
- CIARAPICA & PASSERI (1976) - *Analisi sedimentologiche di due sequenze nei Grezzoni delle Alpi Apuane*- Boll. Soc. Geol. It., 95, pp 147-160.
- CIARAPICA & PASSERI (1978) - *I Grezzoni del nucleo apuano: nascita, sviluppo e morte di una piattaforma carbonatica iperalina*- Boll. Soc. Geol. It., 95, 147-160.
- CIVITA M., PEANO G. & VIGNA B.(1984) - *La stazione sperimentale della Grotta di Bossea nel quadro delle ricerche idrogeologiche sui sistemi carsici del Monregalese, Alpi Marittime*- Mem. Soc. Geol. It.,29 pp187-207.
- CIVITA M., FORTI P., MARINI P., MECCHERI M., MICHELI L., PICCINI L., & PRANZINI G., (1991)- *Carta delle vulnerabilità all'inquinamento degli*

acquiferi delle Alpi Apuane note illustrative- Dip. Sc. Della Terra,
Univ. Degli Studi di Firenze.

COLI M. & FAZZUOLI M. (1992b) - *evoluzione sedimentaria dell'area apuana nel Triassico-Liassico* - Studi Geologici camerti Vol. spec. CROP 1-1A, pp 193-201.

COLI M. & FAZZUOLI M.(1991) - *Litostratigrafia ed evoluzione sedimentaria nelle formazioni Retico-Liassiche della Falda Toscana, a nord dell'Arno, e nei coevi terreni metamorfici delle Alpi Apuane*- Atti Ticinensi di Scienze della terra, Firenze.

COLI M. & PANDELI E. (1992) - *Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale* - Soc. Geol. It., 76^a Riunione Estiva. L'Appennino Settentrionale, pp 80-98.

COLI M., GRANDINI G., MATTEINI L. (1987) -*Carta strutturale del bacino marmifero di Orto di Donna (Alpi Apuane)*- S.EL.CA., Firenze.

COLI & MARIOTTONI (1994) -*Elementi per una valutazione di impatto ambientale dell'attività estrattiva del Marmo di Carrara*- Atti "De re metallica". Torino, Ed. C.E.L.I.D. s.c.r.l.

COLI M, (1989a) - *Litho-structural assemblage and deformation History of "Carrara Marble"* - Boll. Soc. Geol. It., pp 551-590.

COLI M. & FAZZUOLI M. (1992a) - *Considerazioni sulla litostratigrafia e sull'evoluzione sedimentaria dei terreni metamorfici retico-liassici delle Alpi Apuane* - Atti Tic. Sc. Terra, 35, pp 43-60.

COLI M. & FAZZUOLI M. (1992b) -*Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale*- Soc. Geol. It., 76^a Riunione estiva. L'Appennino Settentrionale.

COLI M. (1989b) - *Times and mode of uplift of the Apuane Alps metamorphic complex* - Atti Tic. Di Sc. Della Terra, 32, pp 47-56.

- COLI M. (1992a) - *Tettonica distensiva nell'Appennino Settentrionale: spunti e problemi* - Studi Geologici Camerti, Volume Speciale, pp 203-209.
- COLI M. (1992b) - *Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale* - Soc. Geol. It., 76^a Riunione estiva. L'Appennino settentrionale.
- COLI M. (1996) - *La tettonica estensiva della Falda Toscana nella zona di Vagli (Garfagnana): considerazioni geodinamiche*- Mem. Soc. Geol. It., in stampa.
- COLI M., GRANDINI G. & MATTEINI L. (1988) - *Il Bacino Marmifero di Orto di Donna - Alpi Apuane* - Dip. Sc. Della terra, Università di Firenze, Firenze.
- CONTI P., COSTANTINI A., DECANDIA F. A., ELTER F. M., GATTIGLIO M., LAZZAROTTO A., NECCHERI M., PANDELI E., RAU A., SANDRELLI F., TONGIORGI M. & DI PISA A. (1991a) - *Structural frame of the Tuscan paleozoic: a review* - Boll. Soc. Geol. It., 110, pp 523-541.
- CONTI P., GATTIGLIO M. & MECCHERI M. (1991b) - *The overprint of the Alpine tectono-metamorphic evolution on the Hercinian Orogenic: an example from the Apuane Alps* - Tectonophysics, 191, pp 335-346.
- CRISCI G.M.; LEONI L., SBRANA A. (1975) - *La formazione dei marmi delle Alpi Apuane (Toscana)* - Atti Soc.Tosc.Sci. Nat., Mem., Serie A, 82 pp.199-236.
- DALLAN NARDI L. (1979) - *Microfossili miocenici nella matrice delle brecce situate alla base della "Falda Toscana" nelle Apuane Meridionali.* - Boll. Soc. Geol. IT., 191, pp 335-346.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema Stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale* - Mem. Acc. Lun. Sc., 17, pp 1-212.

- DALLAN NARDI L. NARDI R. (1973) - *Ipotesi sulla genesi e sul significato delle Breccie stratigrafiche associate ai "Calcari cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul M. Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana* - Boll. Soc. Geol. It., 92, pp 709-722.
- DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. & VIETTI N. (1988) - *Nuovi dati sulle Metabasiti della Valle del Giardino del Basamento Paleozoico apuano* - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, 95, pp 89-103.
- DI PISA A.; FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MECCHERI M. (1985) - *Regional variation of the metamorphic temperatures across the Tuscanid I Unit and its implications on the Alpine Metamorphism* - Neues Jahrbuch für mineralogie Abhandlungen, 151, pp 197-211.
- ELTER F. M. & PANDELI E. (1990) - *Alpine and Hercynian Orogenic phases in the Basement Rocks of the Northern Apennines (Larderello Geothermalfield, Southern Tuscany, Italy)* - Eclogae Geol. Helv., 83, pp 241-264.
- FANNUCCI C. & NICOLICH L. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un "bacino marginale"*. - Mem. Soc. Geol. It., 27, pp 97-110.
- FAZZUOLI M. & SGUAZZONI G. (1981) - *Presenza di facies tipo "Rosso Ammonitico" e di forme paleocarsiche al tetto dei marmi in località Pianellaccio (M. Pisanino-Alpi Apuane)* - Boll. Soc. Geol. It., 100, pp. 555-566.
- FAZZUOLI M. (1980) - *Frammentazione ed annegamento della piattaforma carbonatica del Calcare Massiccio (Lias inferiore) nell'area Toscana* - Mem. Soc. Geol. It., 21, pp 181-191.

- FAZZUOLI M., FOIS E. & TURRI A. (1988) - *Stratigrafia e sedimentologia dei Calcari e Marne a Rhaetavicola Contorta Auctt. (Norico Retico) della Toscana Nord-Occidentale. Nuova suddivisione formazionale* - Riv. It. Paleont. Strat., 94, pp 561-618
- FEDERICI P. R. & RAGGI G. (1974) - *Brecce sedimentari e rapporti fra le Unità Tettoniche toscane nel Gruppo delle Alpi Apuane* - Boll. Soc. Geol. It., 93, pp 709-722.
- FEDERICI P. R. & RAU A. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 96-Massa* - C.N.R., P. F. Geodinamica, pubbl. n.356, pp 1365-1382.
- FORTI P., PICCINI L., PRANZINI G. (1993) - *Le risorse idriche di emergenza delle Alpi Apuane* - Atti del 2° Convegno internazionale di geoidrologia.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI I. & PUXEDDU M. (1986) - *Regionale distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from Northern Apennines, Italy* - Metamorphic Geol., 4, pp 309-321.
- GATTIGLIO M., MECCHERI M. & TONGIORGI M. (1989) - *Stratigraphic correlation forms of the Tuscan Paleozoic Basement* - Rend. Soc. Geol. It., 12, pp 435-446.
- GIANNELLI G. & PUXEDDU M. (1979) - *An attempt at classifying the Tuscan paleozoic: geochemical data* - Mem. Soc. Geol. It., 20, pp 435-446.
- GIGLIA G. (1967) - *Geologia dell'Alta Versilia settentrionale (Tav. M. Altissimo)* - Mem. Soc. Geol. It., 6, pp 67-95.
- GORTANI M. (1933) - *Il Paleozoico delle Alpi Apuane* - Rend. Reg. Acc. Sc. Ist. Bologna. Cl. Sc. Fis., 6, pp 67-95.

- IPPOLITO F. (1950) -*Le Alpi Apuane*- Mem. E Note Ist. Geol. Appl. Un. Napoli, 3
- KLIGFIELD R., CARMIGNANI L. & OWENS W. H. (1981) - *Strain analysis of a Northern Apennine Shear zone using deformed marble breccias* - J. Struct. Geol., 3, pp 421-436.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar⁴⁰ and Ar³⁹ Ar techniques: results from Northern Apennines* - J. Struct. Geol., 8, pp 781-798.
- KOBER L. (1935)- *Grundlagen des Deckenbaus des Appennins*-. Forsch. Und Fortschur., 25
- KOBER L. (1927) -*Beitrge zur Geologie des nordappennins und der angrenzenden Alpen*-. Sitz. Ber. Ak. Wiss., Wien, Math. Naturwiss. Kl. 136 (1).
- LOTTI B. (1881) -*La doppia piega di Arni e la sezione trasversale delle Alpi Apuane*- Boll. R. Comit. Geol. It., 12 pp.419-428.
- MANETTI P. (1987) - *Plutoniti acide e vulcaniti*. In Boccaletti M. et al. (EDS) "Note illustrative della Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale". C.N.R., Prog.Fin. Geod., pubbl. 429, pp 178-183.
- MAXWELL J. C. (1956) - *Tectonics of Pania della Croce- Pania Secca area, Alpi Apuane* - Boll. Soc. Geol. It., 70, pp 95-382.
- MECCHERI M. (1980) - *I marmi del carrarese: carta geologico-strutturale e varietà merceologiche* - Dip. Scienze della Terra Siena.
- MENEGHINI G. (1880) - *Nuovi fossili delle Alpi Apuane* - Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., Pisa 14 Novembre.

- MERLA G. (1951) -*Geologia dell'Appennino Settentrionale*- Boll. Soc. Geol. It., 70 (1), pp 95-382
- MORATTI G., SANI F., POCCIANI C. & ROSSELLI S. (1989) - *Analisi strutturale della zona di Gorfigliano (Alpi Apuane Settentrionali)* - Boll. Soc. Geol. It., 107, pp 255-267.
- 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. SC. Nat., Mem. Ser. A, 80, pp 15-38.
- PELLEGRINI M. (1985) - *La Formazione di Vinca: stratigrafia e sedimentologia di un deposito di trasgressione del Triass superiore nel Nucleo Metamorfico Apuano*- Mem. Soc. Geol. It., 30, pp 35-38
- PICCINI & PRANZINI (1989) - *Idrogeologia e carsismo del bacino del Fiume Frigido (Alpi Apuane).*- Atti Soc. Tosc. Sci.Nat., Mem., Serie A,96 pp. 107-158.
- PICCINI L. PRANZINI, TEDICI, & FORTI (1997) - *Le risorse idriche degli acquiferi carbonatici del comprensorio Apuo-Versiliese*- Pubbl. n. 1584 del C.N.R.- Gruppo nazionale per la difesa dalle catastrofi idrogeologiche.
- PINI G. (1992) - *Osservazioni litostratigrafiche sulle successioni triassico-liassiche di piattaforma carbonatica dell'area di Colonnata (Alpi Apuane) - Tentativo di ricostruzione paleogeografica* - Tesi inedita.
- PRANZINI (1991) -*Distribuzione e portata delle sorgenti in alcune formazioni geologiche dell'Appennino settentrionale*- Dip. Scienze della Terra Università di Firenze.

- FRANZINI (1992) - *Elementi di idrogeologia* - Dip. Sc. Della Terra Univ. Di Firenze.
- PREITE MARTINEZ M., TURBI B., DI SABATINO B. & NEGRETTI G. (1978) - *Considerazioni geotermometriche su alcune formazioni metamorfiche di età Alpina della Toscana* - Per.Min.,47, pp 63-71.
- PUXEDDU M., SAUPE F., DECHOMETS R., GIANNELLI G. & MOINE B. (1984) - *Geochemistry and stratigraphic correlations. Application to the investigation of the Geothermal and Mineral resource of Tuscany, Italy* - Chemical Geol., 43, pp 77-113.
- SANI M. (1985) - *Le breccie della Versilia tra la Successione Toscana Metamorfica e la Falda Toscana, nell'area di Casoli-Metato (Apuane Meridionali)*. - - Rend. Soc. Geol. It., 8, pp 25-29.
- Tedici L. (1996) -LE RISORSE IDRICHE SOSTITUTIVE DI EMERGENZA DELLE ALPI APUANE-
Tesi di Laurea.
- TEICHMULLER R. (1935) - *Der Cekenbau des Nord Appenins zwschen Modena und Massa-Carrara*- Abh. D. Ges. Wiss. Zu Gottingen, Math, Phys. Kl. III Folge, 13.
- TUCCI P. (1980) - *Le metamorfiti della Serie Scistosa Basale del Monte Corchia (Alpi Apuane)* - Per. Min., 49, pp 57-148.
- VAI G. B. & COCOZZA T. (1986) - *Tentative schematic zonation of the Hercinian Chain in Italy* - Bull. Soc. Geol. France, 8, pp 95-114.
- VAI G. B. (1972) - *Evidence of Silurian in the Apuane Alps* - Giorn. Geol., 38, pp 349-372.

ZACCAGNA D.(1898) - *Sezioni geologiche attraverso le Alpi Apuane secondo le linee tracciate sulla carta 1:50.000 (Tav. II)*. Lit. Virano, Roma, acura del R. Uff. Geol.