

EVOLUZIONE GEOLOGICA DELLA PIANA DEL FUCINO (ABRUZZO) NEGLI ULTIMI 30.000 ANNI

C. Giraudi

ENEA C.R.E. Casaccia, ROMA

RIASSUNTO - La Piana del Fucino è costituita dall'area emersa per la bonifica del lago omonimo conclusasi nel 1875 e dalla fascia dei terrazzi che circondavano il lago.

Lo studio geologico di tale zona ha permesso di rilevare la presenza di terrazzi di accumulo e di superfici di erosione, sia fluviali che lacustri, di età compresa tra il Pleistocene superiore p.p. e l'attuale, nonché di molti indizi di fagliazione superficiale e di tettonica recente.

Per datare le morfologie ed i depositi si è fatto ricorso alle molte informazioni fornite dall'archeologia, alla presenza di *tephra* ed a determinazioni di età radiometrica col metodo del C14.

Conoscendo l'età delle forme e dei depositi è stato possibile riconoscere e ricostruire le oscillazioni di livello del lago del Fucino negli ultimi 30.000 anni, e datare i movimenti tettonici recenti. Le oscillazioni di livello del lago sono, come risultato, così sintetizzabili: aumento complessivo di livello tra circa 33.000 e 18-20.000 anni fa, diminuzione complessiva tra 18-20.000 e 7.500-6.500 anni fa, aumento tra 6.000 e 5.000 fa, diminuzione tra 5.000 e 2.800 fa, aumento tra 2.800 e 2.300 fa, diminuzione tra 2.300 e 1.800 fa, probabile aumento nel periodo 1.500-1.100 anni fa, bassi livelli nel XVI secolo, aumenti nel corso della cosiddetta Piccola Età Glaciale.

Gli aumenti di livello lacustre sono quasi sempre correlabili a fasi di avanzata glaciale note dalla letteratura.

Le cause che hanno prodotto le oscillazioni del livello lacustre sono da ricercare nelle variazioni climatiche. In particolare è evidente la correlazione tra oscillazione dei livelli, variazioni stagionali dell'insolazione prodotte dai moti orbitali della Terra (parametro precessionale ed obliquità dell'eclittica), piovosità media annuale ed evaporazione estiva.

Le oscillazioni dei livelli lacustri non sembrano sensibilmente influenzate né dai piccoli inghiottitoi carsici presenti ai suoi margini né dai movimenti tettonici.

Gli elementi geologici e morfologici prodotti dalla tettonica recente nella Piana del Fucino consistono in faglie, scarpate di faglia e contatti rettilinei tra suoli a diversa litologia ed umidità interpretati come faglie; inoltre la Piana è circondata quasi completamente da versanti di faglia.

La datazione di tali elementi ha dimostrato l'esistenza di faglie attive nel corso degli ultimi 30.000 anni, la maggior parte delle quali ha agito anche in epoca storica; alcune di esse hanno prodotto fagliazioni superficiali nel corso del terremoto del Fucino del 1915.

Nella Piana sono presenti sia faglie dette "primarie" per la loro maggiore evidenza morfologica, sia faglie "secondarie" meno estese. Tuttavia è stato notato che le faglie secondarie sono sempre concentrate in prossimità dei vertici dei parallelogrammi formati dalle faglie primarie.

La situazione strutturale che ne risulta sembra attribuibile al campo di sforzi prodotto dal movimento di una faglia trascorrente destra di direzione appenninica. Le faglie primarie, pure se mostrano maggiore evidenza di dislocazioni verticali, possono essere interpretate come faglie sintetiche ed antitetiche prodotte da una trascorrente di cui non si hanno evidenze dirette in superficie.

Per il quadro strutturale emergente e per il complessivo aspetto sub-geometrico, la Piana del Fucino può essere paragonata ad un *pull apart basin*.

L'esame morfologico delle scarpate di faglia ha inoltre portato all'ipotesi che la loro origine sia collegata a fenomeni di fagliazione superficiale, analoghi o più importanti di quelli verificatisi in occasione del terremoto del 1915, dovute ad antichi sismi.

La presenza di alcune scarpate parallele tra di loro sarebbe dovuta all'arretramento progressivo per erosione di scarpate prodottesi lungo la stessa faglia in occasione di terremoti ricorrenti nel corso del tempo.

È stata tentata la datazione approssimata dei movimenti lungo le faglie e quindi degli eventi sismici maggiori avvenuti in passato, basata sull'esame dei rapporti di intersezione tra le scarpate e le morfologie ed i depositi di età conosciuta. L'età di alcuni sismi è stata poi meglio precisata sia grazie alla ipotesi di una correlazione tra eventi sismici ed alcuni crolli presenti in grotta, ben inquadrati dal punto di vista cronologico mediante studi di archeologia, che con l'utilizzo di altri dati archeologici riguardanti scavi di insediamenti all'aperto e le opere di bonifica romane.

Sulla base degli indizi rinvenuti e delle assunzioni in precedenza esposte, si configura in sintesi una storia sismica con una serie minima di cinque grandi terremoti avvenuti tra 18-20.000 e 13-14.000 anni fa, attorno a 5.000-5.500 anni fa, verso 3.100 anni fa, in età tardo-romana o già medioevale e nel 1915.

SUMMARY - Geological evolution of Fucino Plain (Abruzzo - Central Italy) in the last 30,000 years

Fucino Plain comprises the bed of the homonymous lake, drained completely in 1875 and some terraces surrounding it.

Geological studies carried out in this area have allowed us to point out the presence of terraces, soft-rock pediments and rock-cut terraces, either fluvial or lacustrine, dated between Upper Pleistocene and the present day, as well as many indications of surficial faulting and recent tectonic movements.

Many archeological data, tephra levels and radiometric ¹⁴C dating have been used to date the above mentioned features and sediments.

On the basis of the ages of the sediments changes of the Fucino lake levels have been recognized; they have taken place in the last 30,000 years and date the tectonic activity.

Such changes can be summarized as follows: general increase of level between 33,000 and 18-20,000 years B.P., general decrease between 18-20,000 and 7,500-6,500 years B.P., increase between 6,000-5,000 years B.P., decrease between 5,000-2,800 years B.P., increase between 2,800-2,300 B.P., decrease between 2,300-1,800 B.P., low levels in the 16th century, increase during the 1750-1861 period of the so-called Little Ice Age.

The increases of lake level were, generally, contemporaneous with glacier advances.

There is an evident relationship between oscillation in level, seasonal changes of insolation produced by the orbital movement of the Earth (precessional of the equinoxes and obliquity of the ecliptic), average annual rainfall and summer evaporation.

The oscillations of lake levels do not seem to have been influenced significantly by tectonic movement which have taken place in the Fucino Plain, or by small karst swallow hole present at its borders.

Faults, fault scarps and linear boundaries among areas covered by soils with different lithology and moisture, are the geological and morphological consequences of recent tectonic activity in the area. Moreover Fucino Plain is surrounded by fault-line scarps.

Some faults have been active also in historical times, and a few gave rise to surficial faulting during the 1915 Fucino earthquake. Some faults have been called "primary" for their morphological evidence, and others "secondary", for their smaller extent.

Some sets of secondary faults are located within the angles of primary fault crossings; this suggests a structural pattern related to a stress field controlled by right shear of NW-SE strike-slip fault.

The primary faults, even if they show mainly vertical displacement, could correspond to synthetic and antithetic faults caused by strike-slip faults without direct display on the topographic surface.

On the ground of its structural pattern or the features of its boundaries, Fucino Plain could be interpreted as a "pull apart basin".

Morphological investigations on fault scarps allow to make the hypothesis that they have been produced by surficial faulting connected with ancient earthquakes, even larger than those that took place during the 1915 earthquake.

The occurrence of some fault scarps parallel to each others could be caused by the gradual erosion of scarps produced by the same fault during different earthquakes.

The datings of the fault scarps, and consequently of the main ancient earthquakes, are provided by geological data; the age of some earthquakes has been determined with a better approximation because the events could be correlate to rockfalls in some caves with well known archeological settlements; furthermore other archeological informations, especially the position of the roman drainage channel are available.

The seismic history herein reconstructed consists of at least five large earthquakes, which occurred between 18-20,000 and 13-14,000 years ago, about 5,000-5,500 years ago, about 3,100 years ago, in late-Roman Age or in the Middle Ages, and finally in 1915 a.D.

Parole-chiave : Fucino, Pleistocene superiore-Olocene, lago, clima, tettonica, paleosismicità.

Key-words: Fucino, upper Pleistocene-Holocene, lake, climate, tectonics, paleoseisms

1. INTRODUZIONE

Nell'area del Fucino é stato condotto un dettagliato studio delle litologie e delle forme di età pleistocenica superiore p.p. ed olocenica, al fine principale di evidenziare l'interazione dinamica tra evoluzione tettonica e morfologica attraverso la caratterizzazione dell'evoluzione geologica recente e l'individuazione degli elementi strutturali legati alle ultime fasi neotettoniche. Questi ultimi, riconosciuti su sedimenti esclusivamente recenti, possono fornire indicazioni chiare sul campo di sforzi in atto.

La valutazione di quest'ultimo parametro risulta tanto più importante in quanto le strutture tettoniche che interessano i sedimenti olocenici, se pure arealmente poco estese, sono legate esclusivamente al campo di sforzi olocenico ed attuale, e non rappresentano, come le strutture principali che interessano i sedimenti mesozoici, gli effetti della sommatoria di tutti i campi di sforzo che possono avere interessato una zona a partire dalla fine della fase parossistica orogenetica.

Una simile valutazione delle deformazioni prodotte dal campo di sforzi in atto, se estesa anche ad aree più vaste, rappresenta inoltre una verifica indipendente dei modelli strutturali ottenuti con studi geologici effettuati su strutture che interessano i sedimenti più antichi.

La Piana del Fucino in senso stretto, posta a quote comprese tra 649 e 667 m, rappresenta l'area emersa dalla bonifica del lago omonimo conclusasi nel 1875. Tuttavia, nel presente lavoro tale denominazione viene considerata in senso più ampio, fino a comprendere la fascia dei bassi terrazzi che orlavano il lago, la cui altitudine non eccede, generalmente, la quota di 720 m (Fig. 1).

La Piana coincide con la porzione più depressa di una conca tettonica racchiusa quasi completamente tra dorsali montuose orientate per lo più in direzione NW-SE.

I rilievi che la circondano raggiungono quote comprese tra circa 900 m della sella presente tra i Monti Salviano e Cimarani ed i 2349 m del Monte Sirente.

Nella zona di Avezzano-San Pelino la conca si apre verso un'altra piana intermontana, i Piani Palentini, da cui la separa una modesta soglia, posta a circa 720 m di quota.

Negli studi sui sedimenti dell'area Fucense (Beneo, 1939; Raffy, 1972; 1979-80; Bertini e Bosi, 1976; 1978) sono mancate finora indagini di dettaglio condotte espressamente sulla Piana, ad eccezione che su alcune porzioni trattate da Blumetti (1986), Michetti (1986) e da Zarlenga (1986). Indizi di tettonica olocenica e storica che interessano la piana sono stati segnalati recentemente da Frezzotti e Giraudi (1986) e da Giraudi (1986a); Serva (1986) ha studiato gli effetti sul terreno prodotti dal "Terremoto del Fucino" del gennaio 1915, in parte già segnalati da Oddone (1915).

Magri (1983), Sadori (1983) e Follieri, Magri e Sadori (1986) hanno condotto ricerche palinologiche sui sedimenti del Pleistocene superiore, olocenici e storici, carotati in un sondaggio perforato nell'ambito del Progetto Geolazio (finanziato dalla Facoltà di Scienze dell'Università "La Sapienza" di Roma) e ubicato nella parte centrale della Piana.

Sulla Piana e nelle grotte presenti sui versanti delle montagne adiacenti sono stati studiati numerosi insediamenti preistorici che, assieme a ritrovamenti isolati di manufatti, coprono un periodo di circa 30.000 anni (Radmilli, 1956a, 1956b e 1956c; Borzatti Von Lowenstern, 1962; Cremonesi, 1962; Radmilli, 1963; Grifoni e Radmilli, 1964; Cremonesi, 1967; Radmilli, 1968; Di Fraia, 1970; Grifoni Cremonesi, 1973; Radmilli, 1977; Grifoni Cremonesi e Mallegni, 1978; Irti, 1980; Cremonesi, 1981; Irti, 1982; Radi, 1982; Irti e Grossi, 1983; Irti, 1984; Grifoni Cremonesi, 1985; Zarlenga, 1986).

La Piana del Fucino, formata da sedimenti alluvionali terrazzati, risulta circondata da rilievi montuosi costituiti per lo più da rocce carbonatiche meso-cenozoiche e secondariamente da sedimenti terrigeni miocenici.

Ai margini N e NE della Piana é inoltre presente una zona di alti terrazzi costituita da sedimenti prevalentemente lacustri la cui età va dal Pliocene superiore al Villafranchiano finale (Bertini e Bosi, 1976, 1978; Zarlunga, 1986).

Le strutture tettoniche che interessano l'area hanno prevalentemente direzione NW-SE, mentre strutture a direzione NE-SW assumono importanza per lo più nell'area compresa tra Avezzano e Celano.

L'interesse che la Piana riveste in relazione alle ricerche di geologia del Quaternario, di neotettonica e di sismotettonica della porzione più interna della catena appenninica é legato a diversi fattori; si tratta, in particolare, di una zona:

- in prevalente sedimentazione almeno dal Pliocene superiore (Bertini e Bosi, 1976) fino ad epoca storica, situata al centro di un'area in prevalente erosione nella quale risulta sovente difficile datare i movimenti tettonici

recenti per scarsità di sedimenti quaternari;

- posta all'incrocio di importanti strutture a direzione appenninica ed antiappenninica (Funicello et al., 1981);
- caratterizzata da elevata sismicità, messa in evidenza dal grande terremoto del 1915 (Oddone, 1915).

Il presente studio é stato condotto con ricerche di campagna integrate dall'uso di fotogrammi aerei a scala 1:33.000 dell'Istituto Geografico Militare.

Lo svolgimento del lavoro ha comportato, oltre all'analisi geologica e geomorfologica, la verifica della congruenza tra dati geologici *l.s.* e dati preistorici. In una fase successiva l'attenzione é stata volta all'inquadramento nel tempo dell'evoluzione geologica dell'area; per conseguire tale scopo si é fatto uso di informazioni cronologiche fornite dagli studi archeologici, da determinazioni di età radiometrica col metodo del ^{14}C e su livelli di *tephra*. I depositi e le forme così datate sono stati poi utilizzati prima per ricostruire le oscillazioni di livello del lago Fucino ed avanzare ipotesi sul clima degli ultimi 30.000 anni, poi per la datazione di elementi tettonici rilevati mediante fotogrammi aerei, immagini da satellite

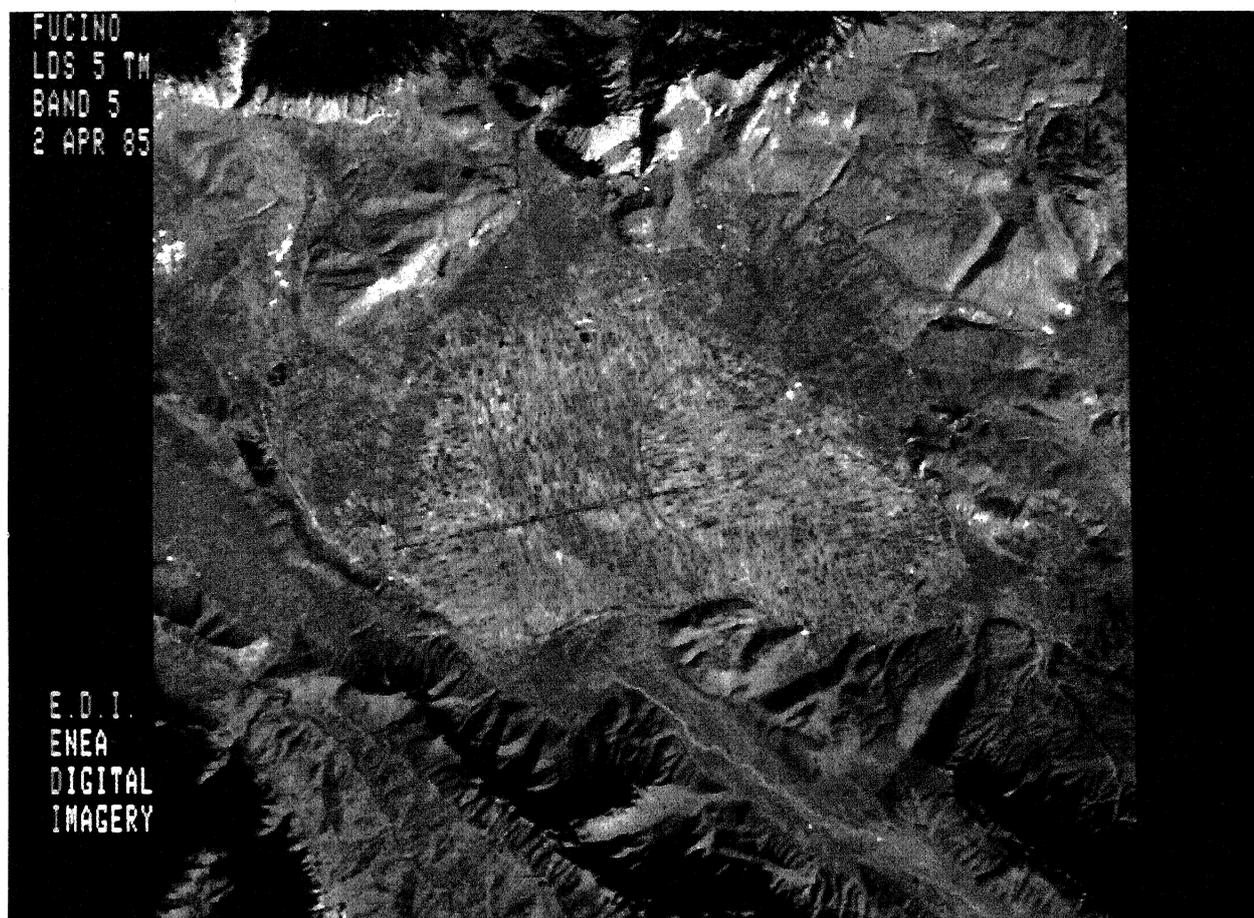


Fig. 1- Immagine LANDSAT 5 TM del 2/4/1985 della Piana del Fucino e delle aree limitrofe.
LANDSAT 5 TM image of the Fucino Plain and neighbouring areas. April, 2, 1985.

ed indagini di campagna. La datazione di tali elementi ha quindi permesso di ricostruire l'evoluzione tettonica recente, di inquadrare cronologicamente indizi di paleosismicità e infine di formulare ipotesi sulla genesi della conca del Fucino e sulla possibile natura di strutture tettoniche profonde.

2. IL LAGO DEL FUCINO E LA SUA EVOLUZIONE SECONDO I DATI BIBLIOGRAFICI

Il lago del Fucino occupava, al momento della bonifica del secolo scorso, una superficie di circa 150 km² e presentava una profondità massima di circa 18 m. Il suo bacino idrografico si estendeva, escludendo la superficie dello specchio liquido, per circa 710 km² (solo 4,7 volte la superficie del lago) e comprendeva una serie di rilievi montuosi raggiungenti quote superiori ai 2.000 m (M. Velino, M. Sirente).

In corrispondenza delle rocce carbonatiche stratificate, fessurate e carsificate che costituiscono buona parte del bacino di alimentazione, l'infiltrazione delle acque meteoriche doveva essere relativamente elevata. Come dimostra anche attualmente la presenza di risorgive carsiche al bordo della Piana, una porzione delle precipitazioni poteva quindi essere sottratta al ruscellamento e giungere al lago attraverso la circolazione idrica sotterranea. Questa doveva tuttavia essere di entità molto variabile nel tempo, in dipendenza dell'estensione della copertura vegetale e dei ghiacciai dei quali restano tracce nei rilievi circostanti (M. Velino, M. Sirente e Monti del Parco Nazionale d'Abruzzo), che sottraevano acqua all'infiltrazione; essa dipendeva in definitiva dalle alterne fasi climatiche.

In riferimento ai livelli della superficie lacustre, una funzione regolarizzatrice poteva essere svolta da inghiottitoi carsici, quando non ostruiti, situati al margine sudoccidentale della Piana (zona della Petogna, a circa 2 km a NW di Luco dei Marsi), ancora funzionanti in tempi storici.

Prima di 18.000 anni fa, secondo Radmilli (1977) il livello del lago da quote 695-710 m dovette abbassarsi a quote inferiori; infatti circa 18.000 anni fa gli uomini preistorici occuparono alcune grotte, precedentemente invase dall'acqua, site alle quote suddette. Verso 10.500 anni fa il livello scese al di sotto di quota 658 m, poiché a tale altezza esisteva il villaggio mesolitico di Ortucchio.

Dopo l'inizio del Neolitico (7500-4200 anni fa), rappresentato presso la stessa località da tre soli frammenti di ceramica impressa (Irti, 1980), il livello dell'acqua dovette risalire poiché il villaggio preistorico di Ortucchio venne abbandonato, probabilmente perché inondato dal lago (Irti, 1980).

Verso la fine del Neolitico il livello dovette riabbassarsi poiché il villaggio di Ortucchio tornò ad essere abi-

tato nell'Eneolitico (4200-3800 anni fa); il livello continuò a diminuire fino al Protovillanoviano (3000-2800 anni fa) poiché la porzione del villaggio di detta cultura si trova alla quota di circa 655 m (Irti, 1980).

Le fonti storiche parlano poi dei lavori di bonifica del lago condotti dai Romani e terminati nel II° secolo d.C. ma il drenaggio artificiale dovette funzionare forse solo fino al V-VI secolo (D'Amato, 1980).

Secondo D'Amato (1980) il livello del lago al momento della bonifica romana doveva situarsi a circa 660 m.

L'effetto della bonifica, effettuata dai Romani è molto discusso fra gli storici: D'Amato (1980) riferisce che secondo alcuni la bonifica sarebbe fallita, ma è concorde con Brisse e De Retrou (1885) nel ritenere che la bonifica avrebbe avuto successo, forse solo parziale. Durante i lavori della bonifica ottocentesca, il canale romano fu infatti individuato nella Piana, coperto da sedimenti, per una lunghezza di circa 3,5 km a partire dall'Incile; l'alveo occupato dal lago si sarebbe perciò notevolmente ristretto poiché la zona bonificata doveva necessariamente essere estesa fino all'inizio del canale.

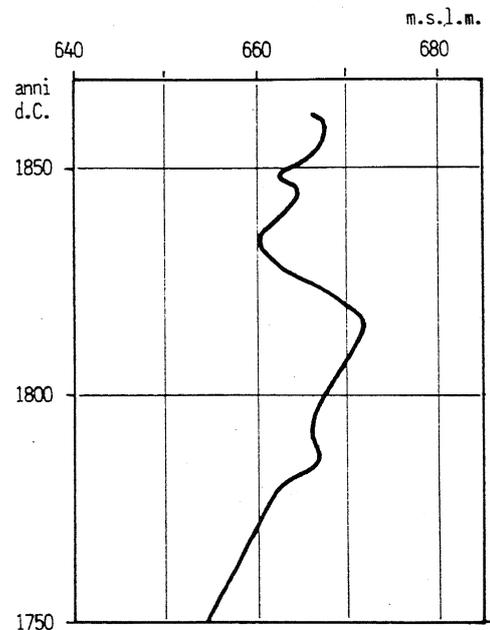


Fig. 2 - Variazioni di livello del Lago Fucino nel periodo 1750-1861.
Level fluctuations of the Fucino Lake during the 1750-1861 A.D. period.

La traccia dello stesso canale, ben rilevabile dalle fotografie aeree, termina contro una delle faglie probabilmente attive in epoca storica, segnalate da Giraudi (1986a); per tale motivo non è da escludere che il canale continuasse verso la porzione più depressa della conca e che la bonifica del lago fosse, se non integrale, anche

più ampia di quanto supposto da D'Amato (1980).

Magri (1983) attribuisce l'assenza di pollini e di alghe riscontrata nel sondaggio citato alla profondità di circa un metro al di sotto del piano campagna, agli effetti della bonifica romana, confermando che l'area bonificata fu più estesa di quanto fin'ora ipotizzata. In virtù della coincidenza di indizi si è ritenuto lecito restringere il limite minimo delle variazioni storiche del lago entro l'isopsa di m 651, quota del livello privo di pollini ed alghe.

Mancano dati riguardanti il livello del lago fino al secolo XVI; sui testi storici si leggono affermazioni generiche indicanti fasi di alti livelli seguiti da una stabilizzazione a livelli piuttosto bassi, intorno ai quali si mantenne fino alla metà del XVIII secolo circa, tanto che le zone emerse vennero censite a catasto e messe a coltivazione (D'Amato, 1980).

I quattro canali presenti in località Petogna, di cui si vedono le tracce in fotografia aerea, sono probabilmente legati a tentativi di regimazione o di bonifica risalenti al periodo post-romano ed il loro scopo doveva essere quello di fare affluire le acque del lago verso gli inghiottitoi carsici situati in detta località.

Dal 1750 all'inizio dei lavori di bonifica (1861) le misure dei livelli sono abbastanza frequenti; l'andamento è mostrato nel diagramma di Fig. 2 (dati estratti da Brisse e De Retrou, 1885).

Dall'esame del diagramma si deduce che nel 1816 il lago raggiunse la quota massima di 672m, quota, per quanto si dirà in seguito, probabilmente mai raggiunta in tempi storici e forse nemmeno nell'Olocene.

Nel 1861 iniziarono i lavori per la bonifica del lago Fucino condotti dal Principe Alessandro Torlonia, che durarono quattordici anni; la conca occupata dal lago emerse infatti completamente solo nel 1875.

3. FORME E DEPOSITI DELLA PIANA DEL FUCINO

3.1 Generalità

Nella Piana, così come definita nell'introduzione, sono prevalsi, nell'intervallo di tempo preso in considerazione, i fenomeni di accumulo sedimentario rispetto a quelli di erosione, com'era logico attendersi, trattandosi della parte più depressa di una conca. Tuttavia, le forme legate a fenomeni di prevalente erosione hanno una loro rilevanza per la fascia di territorio che circonda l'alveo lacustre bonificato (Tav. I).

Per tale motivo la descrizione dell'area viene effettuata distinguendo le forme di accumulo da quelle di erosione.

Vengono considerate forme di accumulo (Tav. I) le superfici dei sedimenti lacustri, talora terrazzate, i conoidi fluviali e fluvioglaciali dei corsi d'acqua immissari del lago, la fascia detritica di raccordo tra la piana lacustre bonificata ed i versanti circostanti, la piana corri-

spondente alla depressione del lago storico ed i cordoni litorali presenti ai suoi margini. La formazione di tali depositi ed il modellamento delle loro morfologie sono infatti legati al prevalere della sedimentazione sull'erosione.

Le forme di erosione si possono suddividere in due gruppi: le piattaforme di abrasione lacustri, su calcari e su sedimenti alluvionali e lacustri, ed i glacis di erosione, legati per lo più all'azione erosiva areale operata dalle acque di scorrimento superficiale.

I rapporti tra tali forme e tra forme e sedimenti sono stati evidenziati con schemi dei rapporti stratigrafici nelle varie zone riportati in Fig. 3. Per quanto riguarda la cronologia delle forme e dei depositi, uno schema delle attribuzioni effettuate è riportato in Fig. 6.

3.2 Le forme di accumulo

3.2.1 Spianata di Pescina

Si tratta di una superficie pianeggiante conservata in lembi di varia estensione al piede dei versanti; i lembi più estesi sono situati a Sud di Pescina, tra Pescina e Cerchio, presso Gioia dei Marsi e nella Valle di Arciprete. La spianata è generalmente poco rimodellata, salvo che nei lembi di dimensioni più ridotte; le quote variano da zona a zona tra 725 e 685 m, principalmente a causa di dislocazioni tettoniche (vedi oltre).

La superficie è impostata al tetto di una serie prevalentemente ghiaiosa costituita da due orizzonti distinti.

L'orizzonte superiore, immediatamente sottostante alla spianata in argomento (Fig. 3c,e), è costituito da ghiaia e ghiaietto fine (Ghiaie di Boscito), generalmente senza matrice, in strati orizzontali o leggermente inclinati verso il centro del bacino, indicante un ambiente di sedimentazione lacustre litorale.

L'orizzonte inferiore è costituito da alternanze di ghiaie sabbiose e sabbie ghiaiose (Ghiaie di San Venziano) a volte con ciottoli ben arrotondati, ma talora angolosi con spigoli appena smussati, in straterelli orizzontali o inclinati fino a 20-25°; a questi si intercalano livelli di ghiaie senza matrice, generalmente ben arrotondate, e livelli di limi sabbiosi e argillosi. L'insieme suggerisce un ambiente di sedimentazione deltizio, con delta in fase di progradazione. Verso la parte alta dell'orizzonte si rinvengono intercalazioni centimetriche di livelli ricchi di minerali vulcanici; il più basso di questi (spessore massimo 5-6 cm) contiene principalmente cristalli di pirosseni, lamelle di biotite e vetri, mentre i successivi sono costituiti quasi esclusivamente da pirosseni.

Secondo Raffy (1972; 1979-80) i sedimenti che costituiscono la Spianata di Pescina, quindi il tetto delle Ghiaie di Boscito, risalirebbero all'inizio del Würm.

Gli elementi utilizzabili per l'inquadramento cronologico della Spianata di Pescina e dei sedimenti ad essa sottostanti vengono elencati qui di seguito:

- Presenza, tra le Ghiaie di Boscito (nella zona del cimi-

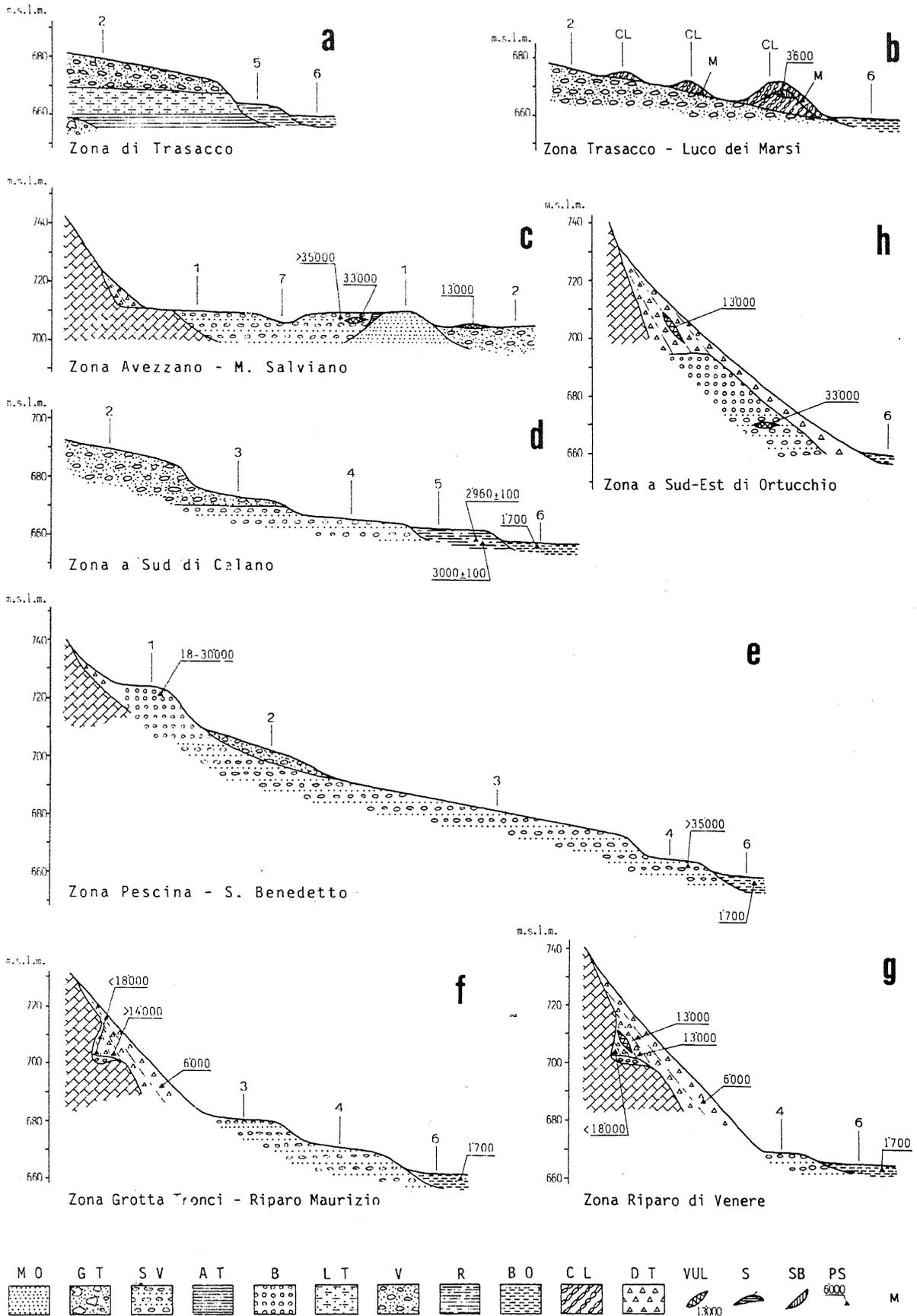


Fig. 3 - Schemi dei rapporti stratigrafici. Legenda - Forme: 1 = Spianata di Pescara e Spianata di abrasione di Avezzano; 2 = Conoidi di

tero di Pescina), di manufatti in selce fluitati, segnalati da Zarlenga (determinati da M. Zampetti ed M. Mussi) attribuibili al Musteriano e ad un Paleolitico superiore in facies pre-Bertoniana. La presenza di tali manufatti implica un'età dei sedimenti compresa tra 30.000 e 18.000 anni.

- Appoggio delle Ghiaie di San Veneziano (zona di Patermo) su sedimenti lacustri prevalentemente finì attribuiti da Accordi (1975) al Riss ed al Würm, e da Zarlenga (1986) all'interglaciale Riss-Würm.
- Presenza, tra i sedimenti correlati con le Ghiaie di San Veneziano (zona di Avezzano) (Fig. 3c), di manufatti musteriani (Paleolitico medio) sovrapposti stratigraficamente ai livelli vulcanici descritti (Irti, *com.pers.*).
- Appoggio delle Ghiaie di San Veneziano (nei pressi di Avezzano) su una superficie di erosione incisa entro sabbie limose e ghiaie sabbiose (Sabbie di Monte d'Oro; vedi oltre) la cui età risale probabilmente alla prima fase glaciale del Pleistocene superiore che, secondo Panizza (1985), corrisponde al periodo tra 75 e 55.000 anni fa. L'età delle Ghiaie di San Veneziano deve essere quindi sensibilmente più recente di 55.000 anni e di poco più antica delle Ghiaie di Boscito (di età 30-18.000 anni circa) che le coprono senza interposizione di superfici di erosione.

Sembra logico a questo punto attribuire i prodotti vulcanici contenuti entro la parte alta delle Ghiaie di San Veneziano all'attività del vulcano flegreo, in particolare alla fase che ha prodotto l'Ignimbrite Campana, di età prossima a 33.000 anni (Capaldi, Civetta e Gillot, 1985). Tra quelle avvenute nel periodo 55-30.000 anni fa, l'eruzione suddetta sembra l'unica, per la sua importanza, cui possano essere imputati i livelli vulcanici presenti al Fucino.

Riassumendo, fino ad un momento situabile attorno a 33.000 fa circa, si formavano sedimenti deltizi (Ghiaie di San Veneziano); successivamente aveva inizio la sedimentazione dei depositi lacustri (Ghiaie di Boscito), in concomitanza con un marcato aumento di livello del lago. Gli stessi depositi continuarono a formarsi fin verso 18.000-20.000 anni fa, in quanto il terrazzamento della

Spianata di Pescina deve essere collocato al momento del successivo abbassamento di livello del lago; tale abbassamento deve essersi verificato circa 18.000 anni fa (Radmilli, 1977), prima dell'insediamento di genti di cultura bertoniana in grotte, parzialmente riempite da ghiaie lacustri correlabili con le Ghiaie di Boscito.

L'inizio del modellamento della Spianata di Pescina può essere quindi posto intorno a 18.000-20.000 anni fa.

L'aumento del livello del lago nel periodo 33.000-18/20.000 anni fa è congruente con i cambiamenti climatici che si deducono dai moti orbitali della Terra (vedi Fig. 4a in Berger, 1978); attorno a 30-35.000 anni fa si verificò il passaggio graduale ad una fase astronomica caratterizzata da una minore insolazione estiva e da una maggiore insolazione invernale.

A partire da circa 20.000 anni fa, in coincidenza con l'inizio della diminuzione del livello del lago, i parametri orbitali (Berger, 1978) indicano un progressivo passaggio verso una fase caratterizzata da estati brevi con forte insolazione e da inverni lunghi con bassa insolazione (Fig. 4a in Berger, 1978).

3.2.2. Conoidi di valle Solegara, Vallelonga, Celano e Lecce dei Marsi

Nell'area in esame sono presenti alcuni grandi conoidi, oltre ad una serie di minori, tra loro correlabili come età, essendo tutti incassati entro la Spianata di Pescina (Fig. 3e) e sospesi rispetto alla porzione più depressa del Glacis di Pescina-San Benedetto (vedi oltre).

I due conoidi principali, quello di valle Solegara e di Vallelonga sono costituiti da sedimenti fluvio-glaciali collegati direttamente con apparati morenici. Raffy (1979-80) attribuisce la loro formazione al Würm III.

I conoidi del torrente La Foce di Celano e del torrente della valle di Lecce dei Marsi sono meno estesi, ma la forma è ben riconoscibile. Nell'area posta ai bordi dei rilievi che si estendono tra Celano e Gioia dei Marsi sono presenti altri conoidi di minore rilevanza, ma di analoga posizione stratigrafica.

I sedimenti che formano tutti questi conoidi sono prevalentemente costituiti da ghiaie (Ghiaie di Valle

Val Solegara - Vallelonga - Celano - Lecce dei Marsi; 3 = Glacis di erosione di Pescina - San Benedetto; 4 = Spianata di abrasione di San Benedetto - Venere dei Marsi; 5 = Spianata di Luco - Trasacco - Ruscella; 6 = Depressione del lago storico; 7 = Glacis di erosione di Avezzano-Celano-Vallelonga-Ortucchio. Depositi: MO = Sabbie di Monte d'Oro; GT = Ghiaie di Trasacco; SV = Ghiaie di San Veneziano; AT = Argille di Trasacco; B = Ghiaie di Boscito; LT = Limi di Trasacco; V = Ghiaie di Vallelonga; R = Limi di Ruscella; BO = Limi di Borgo Ottomila; CL = Cordoni litorali; DT = Detrito e colluvium; VUL = Livelli cineritici e loro datazione approssimata; S = Suolo scuro alla base di SV; SB = Suolo contenente reperti dell'Età del Bronzo. Altri simboli: PS = Manufatti preistorici e storici e loro età approssimata; M = Manufatti di età moderna

Scheme of the stratigraphic relationships. Features: 1 = Pescina shore terrace and Avezzano wave-cut terrace; 2 = Val Solegara - Vallelonga - Celano - Lecce dei Marsi outwash fans; 3 = Pescina an Benedetto soft-rock pediment; 4 = San Benedetto - Venere dei Marsi wave-cut terrace; 5 = Luco-Trasacco-Ruscella shore terrace; 6 = Bed of the historical lake; 7 = Avezzano-Celano-Vallelonga-Ortucchio soft-rock pediment. Deposits: MO = Monte d'Oro sands; GT = Trasacco gravels; SV = San Veneziano gravels; AT = Trasacco clays; B = Boscito gravels; LT = Trasacco silts; V = Vallelonga gravels; R = Ruscella silts; BO = Borgo Ottomila silts; CL = Beach ridges; DT = Talus slope deposits and colluvia; VUL = Tephra layers and their age; S = Dark soil at the bottom of SV; SB = Soil containing Bronze Age artifacts. Other symbols: PS = Prehistoric and historical artifacts and their age; M = Modern artifacts

longa), di vario diametro, con matrice sabbiosa, generalmente a stratificazione mal osservabile.⁽¹⁾

I sedimenti che costituiscono i conoidi in esame sono coperti, localmente, da un livello cineritico con grossi cristalli di biotite (Michetti, 1986) correlabile con altri livelli analoghi rinvenuti in grotte esistenti intorno alla Piana, aventi spessore massimo di 8-10 cm, compresi tra un orizzonte archeologico contenente focolari datati a 14.500±800 anni fa ed orizzonti mesolitici segnalati da Radmilli (1977) databili a circa 10.500 anni fa.

La stessa cinerite sembra quindi attribuibile all'attività del vulcano flegreo, ed in particolare all'orizzonte del "tufo giallo napoletano" (età 13.000 anni circa). Tra quelle avvenute nel periodo 15.000-10.500 anni fa, l'eruzione suddetta sembra l'unica, per la sua importanza, cui possa essere imputata la cinerite presente al Fucino.

Localmente, sui conoidi descritti si rinvennero straterelli di ghiaie in matrice scura, con intercalazioni di suoli colluviati che, ad Est di Avezzano, contengono frammenti di ceramica fluitata attribuibili al Neolitico o all'Età del Bronzo (Zarlenga, 1986); i conoidi si sono formati quindi in un periodo compreso tra circa 18.000-20.000 anni (età della Spianata di Pescina) e 13.000 anni fa (età del Tufo Giallo Napoletano).

La sedimentazione dei depositi dei conoidi in esame dovette iniziarsi intorno a 18-20.000 anni fa, con il progressivo avvento delle suddette condizioni climatiche che favorivano accumuli nivo-glaciali durante i semestri autunno-invernali lunghi e con bassa insolazione e il loro rapido scioglimento nei periodi estivi brevi con insolazione elevata; ciò doveva dare luogo ad improvvisi aumenti di portata dei fiumi e di conseguenza a forte trasporto solido durante i periodi estivi.

La fine della sedimentazione di questi conoidi dovette verificarsi prima di 13.000 anni fa, in coincidenza con l'inizio del cambiamento della situazione astronomica che ha portato progressivamente verso semestri primaverili-estivi con insolazione minore, ma più lunghi, e

autunno-invernali con insolazione maggiore, ma più brevi (Berger, 1978).

3.2.3 Conoide di San Pelino

Sostiene parte dell'abitato di San Pelino ed è costituito da ghiaie sabbiose (Ghiaie di San Pelino) per le quali mancano elementi di datazione diretta; esso risulta comunque posteriore ai depositi fluvio-glaciali del conoide di valle Solegara, su cui poggia, nonché ad un paleoalveo del Rio di Peschio Cervaro, che incide il conoide stesso. L'età del conoide di San Pelino sembra quindi pienamente olocenica.

3.2.4 Conoide di Gioia dei Marsi

È posto appena a W del terrazzo su cui è sito l'abitato di Gioia dei Marsi, in corrispondenza dello sbocco di una blanda incisione; si tratta di un piccolo conoide che sembra rimodellato dal Glacis di erosione storico (vedi oltre). La litologia del conoide, deducibile solo dall'esame del suolo agrario, sembra prevalentemente ghiaioso-sabbiosa (Ghiaie di Gioia dei Marsi).

3.2.5 Spianata di Luco, Trasacco e Ruscella

Si tratta di tre lembi, piuttosto esigui, di superfici pianeggianti situati a quote attorno a 662-663 m e correlabili altimetricamente fra loro. A queste superfici vengono dubitativamente correlate anche alcuni piccoli conoidi presenti tra Paterno e San Benedetto.

La serie stratigrafica su cui tale spianata è impostata, è visibile solo in zona Ruscella, a circa 2 km a ESE di Paterno (Fig. 3d). Qui, gli scavi in corso ad opera del Dipartimento di Archeologia dell'Università di Pisa e della Soprintendenza Archeologica di Chieti, hanno messo in luce (D'Ercole, Radi, *com.pers.*) una serie di sedimenti limoso-sabbiosi grigi, potenti circa 1 m, che coprono tracce di un insediamento palafitticolo la cui età in base alle ceramiche associate è posteriore a 3.400-3.500 anni fa; la determinazione di età radiometrica col metodo del C¹⁴ della punta di uno dei pali ha fornito la data di 3.000 ±100 anni⁽²⁾.

Sopra detti sedimenti si rinvennero sepolture, aventi un'età di 2.900-3.000 anni in base a dati archeologici, coperte da limi con passate di ghiaietto sabbioso (Limi di Ruscella) su cui è impostato un suolo giallastro; la determinazione dell'età radiometrica col metodo del C¹⁴ di un frammento di legno proveniente da tale sepoltura ha fornito la data di 2960±100 anni.

L'interpretazione della sequenza descritta fa supporre che il sito archeologico fosse sommerso attorno a 3.500-3100 anni fa (per la presenza dell'insediamento palafitticolo) emerso attorno a 3.000 anni fa (per la presenza della sepoltura) e nuovamente sommerso come

(1) In una cava sita presso Trasacco, segnalata da Zarlenga (1986), in corrispondenza dell'unghia del conoide di Vallelonga (Fig. 3a), affiorano, sotto la copertura di Ghiaie di Vallelonga, limi sabbiosi lacustri finemente stratificati di colore nocciola (Limi di Trasacco) ricoprenti, con contatto orizzontale netto, argille limose grigio-blu (Argille di Trasacco), più ricche di sostanze organiche rispetto ai limi; le argille poggiano a loro volta, mediante una superficie di erosione, su ghiaie sabbiose grossolane (Ghiaie di Trasacco). Non si possiedono elementi per inquadrare cronologicamente la suddetta serie, anche se sembra possibile l'attribuzione dei Limi di Trasacco ad un periodo freddo e le sottostanti Argille di Trasacco ad un periodo caldo in base al diverso contenuto di sostanze organiche maggiore per le argille che per i limi (Leonard, 1986; Ferry e De Beaulieu, 1986). Dubitativamente si può ritenere che i Limi di Trasacco siano eteropici con le Ghiaie di Vallelonga, le Argille di Trasacco con le ghiaie di San Venzianc e le Ghiaie di Trasacco con le Sabbie di Monte d'Oro.

(2) Datazione fatta eseguire dall'ENEA presso il C.R.A.D. di Udine.

dimostra la presenza dei sedimenti posteriori alla sepoltura. Quest'ultima sommersione dovrebbe essere riferibile all'aumento del livello del lago verificatosi dopo il Protovillanoviano (quindi dopo 2.800 anni fa) testimoniato dall'abbandono del villaggio preistorico di Ortucchio, in coincidenza col cambiamento climatico corrispondente al passaggio tra i periodi detti Sub-Boreale e Sub-Atlantico nel Nord Europa.

Il modellamento della Spianata di Luco-Trasacco e Ruscella dovette quindi verificarsi alla fine del Sub-boreale quindi nella tarda Età del Ferro o in periodo romano antico, quando il livello lacustre diminuì (vedi oltre).

3.2.6 Conoide del Fossato di Rosa

E' ubicato tra le quote 675-700 m in località Corneto, a circa 2 km a SW di Trasacco, ed è costituito da ghiaie con scarsa matrice sabbiosa (Ghiaie di Corneto) provenienti dall'incisione del Fossato di Rosa. Non si hanno dati diretti per una attribuzione cronologica; tuttavia, la mancanza di suolo ed i rapporti col Glacis di erosione storico (vedi 3.3.5), su cui appoggia, rappresentano indizi di una sedimentazione in tempi storici.

3.2.7 Depressione del lago storico

Si presenta lievemente inclinata verso la zona più profonda del bacino lacustre, verso il cosiddetto "Bacinetto". E' costituita per lo più da sedimenti fini limoso-sabbiosi e limoso-argillosi (Limi di Borgo Ottomila), passanti ai margini a sedimenti più grossolani, sabbiosi e localmente ghiaiosi, ovviamente di età storica in prossimità della superficie.

La deposizione di questi sedimenti è avvenuta nell'ambito di un bacino lacustre il cui livello ha subito numerose oscillazioni anche in tempi storici, raggiungendo le quote minima di 650 m e massima di 672 m. Principalmente in conseguenza di queste oscillazioni si è venuta a creare una situazione che presenta le seguenti caratteristiche:

- alle quote più basse (parte centrale dell'area delimitata dall'isoipsa 650) è certa la presenza di sedimenti deposti in tempi storici;
- nelle fasce periferiche, specialmente nel settore orientale, l'acqua del lago ha coperto, durante i massimi aumenti di livello dell'ottocento, forme e sedimenti più antichi senza peraltro deporsi sedimenti di spessore apprezzabile, ad eccezione di cordoni litorali;
- nella fascia compresa tra le due zone suddette le oscillazioni del lago hanno dato origine ad una situazione, peraltro non precisabile, che potrebbe essere caratterizzata da discontinuità stratigrafiche per mancata sedimentazione o per erosione della successione lacustre.

In conseguenza della complessità di questa situazione, il limite della depressione del lago storico è stato convenzionalmente posto, ove possibile in corrispondenza del piede delle scarpate che delimitano i terrazzi

più antichi e nelle altre zone in corrispondenza della suddetta quota 672 m (Tav. I).

Nella stessa Tavola è stata anche indicata l'area corrispondente al probabile livello minimo raggiunto dalle acque del lago in seguito alla bonifica romana.

3.2.8 Cordoni litorali

In varie località attorno od entro i limiti della depressione del lago storico, esistono dossi rilevati, allungati parallelamente alle sponde del lago. Questi dossi, che possono raggiungere altezze massime superiori a 10 m, lunghezza di circa 3 km e larghezza di circa 100 metri, sono costituiti da livelli decimetrici di ghiaie di varie dimensioni (Ghiaie di Volpare), ma quasi omometriche nell'ambito dei singoli livelli (Fig. 3b); questi inclinano per lo più contro monte con pendenze che raggiungono 15-20°. Tali ghiaie sono state segnalate da Raffy (1979) ed interpretati come sedimenti lacustri del Würm antico, dislocati da movimenti tettonici.

Le ghiaie, probabilmente trasportate da correnti litoranee, sembrano, per le strutture sedimentarie che le interessano, rielaborate dal moto ondoso. Si ritiene quindi di essere in presenza di una serie di cordoni litorali, parzialmente smembrati dall'erosione.

Il maggior numero di cordoni si rinviene allo sbocco della Vallelonga (tra Luco dei Marsi e Trasacco) e nell'area di Ortucchio, ove la pendenza della piana è lieve e inclinata verso NW, mentre i venti dominanti spirano da NW (Magri, 1983).

Dal punto di vista stratigrafico questi cordoni sembrano appartenere a vari livelli distinti. Quelli più antichi raggiungono quote superiori a 673-74 m e coprono depositi dei conoidi fluvioglaciali o appoggiano sul Glacis di Pescina - San Benedetto (vedi oltre); al di fuori di questi riferimenti non si dispone di dati di valore cronologico per la loro datazione. Quelli più recenti sono diffusi al di sotto di quota 673.

I loro rapporti con superfici modellate durante episodi datati, la loro correlazione con quote del livello del lago conosciute, la presenza di manufatti archeologici e storici fluitati e la copertura di suoli con frequentazione antropica (Fig. 3b), consentono di ottenere buone valutazioni di età.

Il cordone più evidente della zona di Trasacco, prossimo alla strada circumfucense e con cresta alla quota massima di 672 m, si eleva di circa 15 metri sulla piana antistante, ma è costituito dalla sovrapposizione di almeno due depositi di età diversa. Quello inferiore, che termina alla quota di 667-68 m circa, presenta alla sommità un suolo nerastro che conserva frammenti di ceramica risalente a 3600-3800 anni fa (determinazione di D. Rossi, com. pers.); questa parte del cordone, sedimentata prima di detto periodo, dovrebbe indicare un livello lacustre del Neolitico.

Il deposito superiore contiene invece frammenti fluitati di ceramica dell'Età del Bronzo e romana, frammenti

di mattoni romani e medioevali e di tegole moderne; il cordone dovrebbe essersi costruito, anche a spese di quello più antico, nel periodo 1810-20, poiché la quota della sua cresta (672 m) è pari a quella raggiunta dal lago nel corso del suddetto periodo.

Dall'insieme dei dati emerge che i cordoni situati a quote superiori a 672-73 m possono essere attribuiti dubitativamente all'ultima fase glaciale del Pleistocene superiore; per tutte quelle poste a quote comprese tra 672 e 668 m è ipotizzabile una sedimentazione contemporanea alla grande crescita e alle successive oscillazioni di livello del periodo 1780-1861 e dei primi anni della bonifica.

A questo proposito l'attribuzione appare evidente almeno nell'area di Trasacco, Ortucchio e San Benedetto. Infatti, oltre alla coincidenza tra quota del livello del lago e quota dei cordoni litorali, è noto che si verificò un evento ondoso eccezionale che distrusse parte degli abitati dei suddetti paesi, già in parte invasi dall'acqua (D'Amato, 1980).

Anche nei depositi dei cordoni litorali prossimi a detti paesi si trovano frammenti di mattoni romani e medioevali e di tegole moderne; inoltre presso Trasacco, all'unghia del conoide fluvioglaciale, si rinvennero sottili depositi ghiaiosi senza matrice, rimaneggiati in ambiente subacqueo, contenenti frammenti di tegole moderne indicanti la presenza di una linea di riva a quote compatibili con il livello lacustre di 672 m.

3.2.9 Fascia detritico-colluviale-alluvionale di raccordo tra la piana ed i versanti montuosi

Il raccordo tra la piana ed i versanti montuosi carbonatici avviene normalmente mediante una fascia più o meno estesa di sedimenti sciolti di varia genesi e granulometria. Si tratta per lo più di coltri di detrito, ma non sono tuttavia infrequenti coltri colluviali e piccoli conoidi alluvionali. Questi sedimenti, che appartengono a più unità stratigrafiche, coprono localmente sedimenti ghiaiosi di origine deltizia e lacustre riferibili ad unità più antiche (Ghiaie di San Veneziano e Ghiaie di Boscito).

In prossimità di Venere dei Marsi, nei pressi di un riparo sotto roccia, è stata rinvenuta (Radi, 1982) una coltre detritica contenente manufatti della cultura Bertoliniana (Paleolitico superiore) e faune, di età attribuibile a circa 13.000 anni fa. Verso la base della stessa coltre è presente un livello di ceneri vulcaniche (Fig. 4) correlabili con quelle in precedenza attribuite al "tufo giallo napoletano" dell'età di 13.000 anni circa (Di Girolamo et Al., 1984).

Il detrito appoggia, mediante una superficie di erosione (Fig. 3g), su ghiaie arrotondate di ambiente lacustre proximale, correlabili a quelle di Boscito (vedi par. 3.2.1).

A giudicare dalla potenza del deposito, l'inizio della deposizione del detrito sembra precedere di poco la de-



Fig. 4 - Orizzonte cineritico attribuito al "Tufo Giallo Napoletano", presente nella sezione del Riparo di Venere.

Tephra layer attributed to the "Neapolitan Yellow Tuff" outcropping in the Riparo di Venere prehistoric settlement.

posizione delle ceneri vulcaniche dell'età di 13.000 anni circa, ma la maggior parte dell'accumulo è posteriore.

Anche in una cava posta poco ad Est di Trasacco è presente una serie analoga: il detrito, che nella parte bassa contiene un livello vulcanico correlabile al precedente (Fig. 3h), appoggia, mediante una superficie di erosione, su sedimenti ghiaiosi di facies deltizia correlabili con le Ghiaie di San Veneziano (vedi 3.2.1). Il detrito in questione, costituito da alternanze di livelli più fini con altri più grossolani, sembra del tutto assimilabile ai grèzes lités segnalati per altre aree dell'Appennino Centrale (Dramis, 1983).

Nelle varie grotte con depositi archeologici sono frequentemente documentati abbondanti episodi detritici pleistocenici, più recenti di 18.000 anni fa, olocenici e storici.

In prossimità del riparo di Venere dei Marsi come nella maggior parte dei casi, è anche possibile notare una coltre di detrito più recente, che nella parte alta presenta matrice nerastra e, saltuariamente, frammenti di ceramica neolitica.

La sedimentazione del detrito deve risalire per lo più ad un periodo compreso tra 18.000 anni ed un momento posteriore a 13.000 anni circa; in base alla potenza del detrito sembra però che la fase di maggiore produzione risalga al periodo vicino ai 13.000 anni.

La formazione del detrito in argomento dovrebbe

quindi essere legata alle condizioni climatiche caratterizzate da inverni molto lunghi e con bassa insolazione ancora perduranti in periodi più recenti di 13.000 anni fa (Fig. 4a in Berger, 1978).

Il detrito a matrice nerastra contenente frammenti di ceramica neolitica potrebbe invece essere legato a fasi artificiali di resistasia provocate dal disboscamento.

3.3 Forme di erosione

3.3.1 Spianata di abrasione di Avezzano

Dalla zona di Avezzano al piede del versante del M. Salviano sono presenti alcuni lembi, quasi continui, di una superficie pianeggiante, correlabili tra di loro, posti a quote comprese tra 710 e 695 m.

La superficie è impostata su sedimenti di caratteristiche stratigrafiche diverse (Fig. 3c), come di seguito illustrato:

- Nei pressi di Avezzano si tratta di sedimenti lacustri e deltizi contenenti, nella parte alta un livello cineritico, passate di sabbie ricche di minerali vulcanici e, localmente, manufatti musteriani (Irti, c.p.) fluitati; tali depositi sembrano quindi ben correlabili con le Ghiaie di San Veneziario (vedi par. 3.2.1), aventi quindi, nella parte alta, un'età di circa 33.000 anni.
- All'estremità nord-orientale di un lembo della spianata in esame posto a monte dell'abitato di Avezzano, nello scavo di un cantiere edile attualmente visibile solo in parte, affiora, per uno spessore di 2,5 m (Michetti, 1986), un complesso costituito da sabbie limose e da limi argillosi di colore nocciola, cui si intercalano livelli o lenti di ghiaie sabbiose potenti qualche decimetro (Sabbie di Monte d'Oro). Tali sedimenti, di facies lacustre e fluvio-lacustre, sono troncati lateralmente da una superficie di erosione coperta in parte da un suolo bruno, colluviato (Fig.3c). A sua volta il suolo è coperto dalle Ghiaie di San Veneziario. Nella zona tra Avezzano e Caruscino le Sabbie di Monte d'Oro affiorano saltuariamente in scavi di cantieri edili, coperti da coltri di varia potenza di sedimenti del conoide fluvio-glaciale di Valle Solegara, di età inferiore a 18.000-20000 anni; le stesse Sabbie di Monte d'Oro sembrano eteropiche con ghiaie fluvio-glaciali, affioranti in cave presenti al di fuori dell'area in esame, coperte da un suolo bruno, a sua volta eroso e coperto dai depositi fluvio-glaciali del conoide di Valle Solegara. Le ghiaie fluvio-glaciali più antiche sono a loro volta incise entro ai sedimenti lacustri di Magliano dei Marsi, attribuite all'interglaciale Riss-Würm da Zarlenga (1986). Le Sabbie di Monte d'Oro sono quindi più antiche delle Ghiaie di San Veneziario; se effettivamente eteropiche con depositi fluvio-glaciali molto estesi potrebbero essersi sedimentate durante un periodo glaciale, probabilmente il primo del Pleistocene superiore, avente età compresa tra 75.000 e 55.000 anni secondo Panizza (1985).

- Alla base del versante del M. Salviano si osserva alle stesse quote della Spianata di Avezzano, una superficie di abrasione impostata su calcari stratificati e sacche di detrito che riempiono incisioni nei calcari.

L'abrasione di tale superficie deve risalire ad un momento compreso tra 30.000 e 18-20.000 anni fa, in corrispondenza del forte aumento di livello lacustre.

Il suo terrazzamento deve essere iniziato al momento della diminuzione del livello lacustre verificatasi a partire da 18-20.000 anni fa (vedi Cap. 2).

3.3.2 Glacis di erosione di Pescina-San Benedetto

È una superficie molto estesa tra Paterno e Venere e sporadicamente presente a Sud di Avezzano e tra Ortucchio e Trasacco; viene interpretata come glacis di erosione sviluppatosi (Fig. 3d,e,f) sulla Spianata di Pescina, quindi principalmente sulle Ghiaie di Boscito e di San Veneziario⁽³⁾, in seguito all'abbassamento del livello lacustre (vedi paragrafo 2) documentato a partire da circa 18-20.000 anni fa fino al Neolitico p.p. (7500-6500 anni fa). Tra Venere e San Veneziario, un lembo correlabile a tale superficie è impostato su calcari.

L'età del modellamento del glacis di erosione va quindi fatta risalire al periodo suddetto; sono tuttavia evidenti sulla stessa superficie, anche tracce di un diffuso rimodellamento successivo.

3.3.3 Spianata di abrasione al piede del versante di Colle Sforgiato

A circa 1 km a NW dei ruderi della città romana di Angizia, poco a Nord di Luco dei Marsi (Tav. I), esiste una spianata impostata su calcare posta alla quota di 675-680 m. Essa risulta morfologicamente molto simile alla spianata di abrasione sita al piede del versante del M. Salviano, descritta in precedenza. Viene quindi anch'essa interpretata come piattaforma di abrasione lacustre di età attualmente non definibile, ma più recente della Spianata di abrasione di Avezzano.

3.3.4 Spianata di abrasione di San Benedetto-Venere dei Marsi

Si tratta di una spianata compresa tra quote medie di 665 e di 675 m, conservata essenzialmente in due lembi principali: il primo, stretto ed allungato in direzione NW-SE, va da Venere-San Benedetto fino a località Rindello; il secondo si trova a circa 3,0-3,5 km a SSE di Celano (Fig. 3d, e, f, g).

Entrambi i lembi, delimitati verso monte e valle da

(3) Ai margini della piana corrispondente al lago storico non sono stati individuati sedimenti correlabili alle fasi di modellamento del glacis: si ritiene tuttavia che possano sporadicamente esistere coltri poco estese di alluvioni del F. Giovenco e di altri corsi d'acqua minori.

scarpate di faglia e da scarpate di terrazzo, sono incasati entro il Glacis di erosione di Pescina-San Benedetto, e sospesi rispetto alla Spianata di Luco-Trasacco e Ruscella (vedi 3.2.5). Essi sono incisi nelle Ghiaie di Boscito e di San Veneziano e, presso Venere, su sedimenti lacustri contenenti un livello di minerali vulcanici (Accordi, 1975), nonché su rocce carbonatiche. La genesi della spianata può essere collegata ad una fase di alti livelli del lago posteriore al Glacis di erosione di Pescina-San Benedetto, verificatasi probabilmente durante la fase di innalzamento neolitico del livello del lago (vedi Cap. 2). I più antichi manufatti presenti sulla superficie della spianata in oggetto risalgono al Neolitico finale (Irti, 1982), per cui è possibile stabilire che l'innalzamento del livello suddetto deve essere avvenuto in tempi più recenti di circa 6.500 e più antichi di circa 4.500 anni fa.

Un terzo lembo, presente a circa 3 km a SSW di Cerchio, si estende a quote nettamente inferiori (664 m), perché ribassato da una faglia (vedi oltre).

Infine, un ulteriore lembo, molto ristretto, sembra che si possa individuare, sulla base della sola correlazione altimetrica, a SE di San Pelino.

3.3.5 Glacis di erosione di Avezzano, Celano, Vallelonga e Ortucchio

E' rappresentato da quattro lembi situati, fatto singolare, solo negli angoli della conca intermontana che ospita la Piana, dove sono presenti i grandi conoidi (Tav I). Il glacis è impostato per lo più sulle Ghiaie di San Veneziano, su colluvi messi in posto in periodi non ben determinabili e su materiali fini palustri deposti a monte dei cordoni litorali dei quali già si è detto.

Solo in uno scasso situato 2 km a ESE di Paterno è stato riconosciuto che tale glacis è impostato su colluvi limoso-sabbiosi sconvolti da lavori agricoli, poggianti a loro volta su sedimenti ghiaiosi grossolani con poca matrice sabbiosa contenenti resti fluitati di mattoni romani; gli stessi sedimenti passano lateralmente a sabbie ghiaiose con livelli di ghiaie sabbiose di origine fluviale.

Sempre nella zona di Celano-Paterno il glacis interseca: il conoide tardo-pleistocenico di Rio La Foce, la porzione bassa, già rimodellata, del Glacis di Pescina-San Benedetto, la Spianata di abrasione di San Benedetto-Venere e la Spianata di Luco-Trasacco-Ruscella.

Il fatto che il glacis in argomento sia impostato su sedimenti post-romani, che si correli perfettamente con la piana occupata dal lago storico e che interrompa i cordoni litorali legati all'ultima fase di esistenza del lago, rende possibile attribuire il suo modellamento all'intervallo di tempo compreso tra il periodo Romano e l'attuale.

E' però probabile che tale glacis rappresenti il risultato finale dell'evoluzione di quello di Pescina-San Bene-

detto, laddove, per la mancanza di scarpate di terrazzo o di faglia, si risentiva maggiormente l'influenza delle variazioni di livello del lago.

3.3.6 Rilievi calcarei isolati

Esistono, circondati da sedimenti fluviali o lacustri, alcuni rilievi isolati calcarei. Sul principale è costruito l'abitato di Ortucchio; altri tre, meno estesi e non segnalati in letteratura, si trovano in località Fratta Volpicchiara, a circa 2 km a SE di Luco dei Marsi (Tav. I).

Le superfici sommitali di due rilievi di Fratta Volpicchiara e di quello di Ortucchio sono sub-pianeggianti e poste a quota 674-676 m; nell'insieme potrebbero testimoniare la presenza di una piattaforma di abrasione, peraltro di età non definibile.

4. EVOLUZIONE DEL LAGO E CLIMA NEGLI ULTIMI 30.000 ANNI

4.1 Variazioni del livello lacustre

Dai dati geologici e morfologici riportati al paragrafo 3 e quelli archeologici riportati al Capitolo 2 si possono trarre numerose indicazioni sulle variazioni del livello del lago che ha occupato la conca del Fucino nell'intervallo di tempo considerato.

Queste indicazioni, trascurando quelle troppo vaghe relative a depositi più antichi delle Ghiaie di San Veneziano, possono essere riassunte nel modo seguente (vedi Fig. 5):

- a) indicazioni tratte da elementi geologici e geomorfologici:
- Il tetto delle Ghiaie di San Veneziano (di età attorno a 33.000 anni) indica che il livello lacustre doveva trovarsi all'incirca a quote comprese tra 710 m (tetto erosionale) e 675 m.
 - Il margine superiore della Spianata di Pescina, databile a 18-20.000 anni fa, indica che il livello lacustre doveva trovarsi all'incirca a quote comprese tra 725 e 685 m.
 - L'unghia dei conoidi fluvioglaciali di età più antica di 13.000 anni, si trova a quote comprese tra 700 e 670 m e quindi il livello lacustre doveva essere più basso.
 - Il margine inferiore del Glacis di Pescina-San Benedetto, risalente a 6.500-7.500 anni fa, si pone a quote comprese tra 680 e 668 m e quindi il livello lacustre doveva essere più basso;
 - Il margine superiore della Spianata di abrasione di Venere-San Benedetto, di età neolitica (circa 6.000-5.000 anni fa), si rinviene a quote comprese tra 675 e 665 m e dovrebbe coincidere con il livello lacustre di allora.
 - La Spianata di Luco, Trasacco e Ruscella, risalente all'Età del Ferro, si trova a quote comprese tra 663 e 662 m e dovrebbe coincidere con il livello lacustre

dell'epoca.

b) Indicazioni relative al livello lacustre tratte da elementi archeologici e storici:

- quota superiore a 690-710 m prima di 18.000 anni fa;
- quota inferiore a 690-710 m dopo 18.000 anni fa;
- quota inferiore a 658 m da 10.500 fino a 7.500-6.500 anni fa;

- quota superiore a 658 m fra 6.000 e 5.000 anni fa;
- quota inferiore a 658 m poco prima di 4.300 anni fa;
- quota inferiore a 655 m attorno a 2.800 anni fa;
- quota di circa 660 m al momento della bonifica romana (II secolo d.C.);
- aumento di livello dopo il 1750 d.C., e variazioni documentate in Fig. 2.

Con i dati sin qui esposti, tenendo conto dei valori

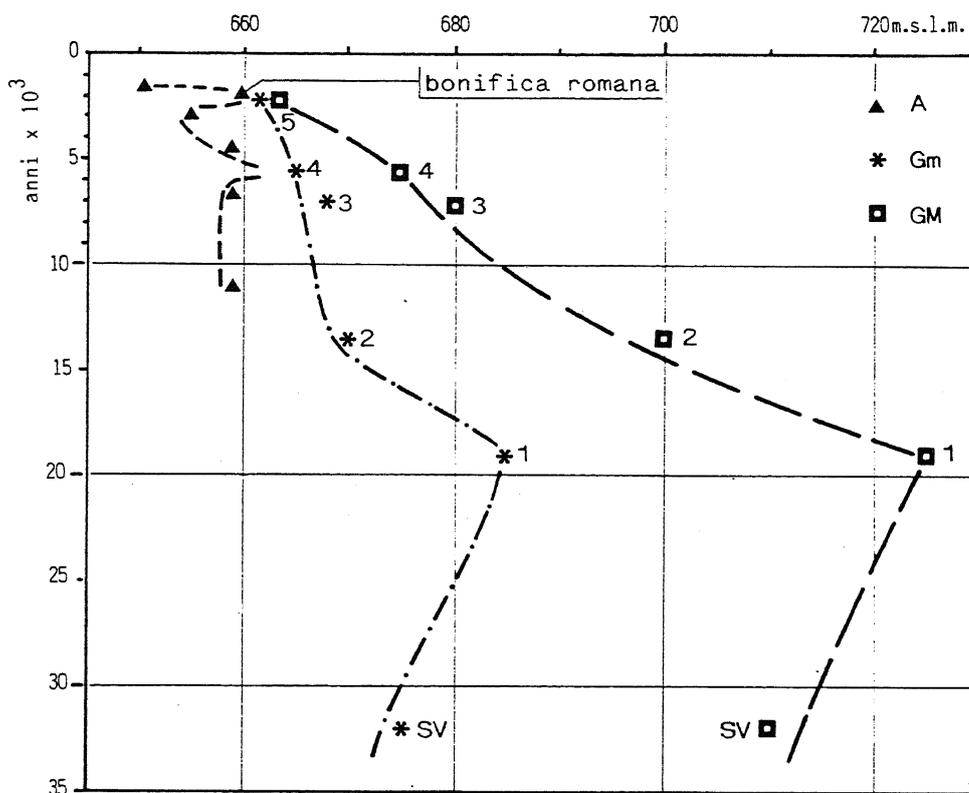


Fig. 5 - Variazioni dei livelli apparenti del Lago Fucino dedotte da indicatori geologici ed archeologici. Legenda - Indicatori Archeologici: A. Indicatori Geologici: Gm = Quote minime; GM = Quote massime; SV = Ghiaie di San Veziano; 1 = Spianata di Pescina; 2 = Conoidi di Val Solegara - Vallelonga - Celano - Lecce dei Marsi; 3 = Glacis di erosione di Pescina - San Benedetto; 4 = Spianata di abrasione di San Benedetto - Venere dei Marsi; 5 = Spianata di Luco - Trasacco - Ruscella
Level fluctuations of Fucino Lake marked by geological and archeological data. Archeological data: A. Geological data: Gm = lowest altitudes; GM = highest altitudes; SV = San Veziano gravels; 1 = Pescina shore terrace; 2 = Valle Solegara - Vallelonga - Celano - Lecce dei Marsi outwash fans; 3 = Pescina - San Benedetto soft-rock pediment; 4 = San Benedetto - Venere dei Marsi wave-cut terrace; 5 = Luco - Trasacco-Ruscella shore terrace)

medi dei livelli del lago nei periodi considerati, si è costruita una curva indicativa dell'andamento delle oscillazioni dei livelli nel tempo (Fig. 6).

E' possibile ricostruire solo l'andamento indicativo delle oscillazioni, senza tenere conto delle quote, poiché gli indicatori di livello sono stati chiaramente influenzati dalla tettonica (vedi oltre).

In relazione al significato ed alla attendibilità delle

indicazioni così sintetizzate è da osservare che il dettaglio delle valutazioni è fortemente variabile in funzione dei dati disponibili (misurazioni mensili e annuali nell'ultimo periodo di esistenza del lago Fucino, pluriennali e decennali nel periodo compreso tra il 1750 ed il 1850; le valutazioni dedotte da indizi geologici per periodi più antichi mostrano invece oscillazioni plurisecolari, millenarie e plurimillenarie).

Gli indicatori di livello morfologici e geologici si mantengono in affioramento solo quando non vengono erosi o coperti da sedimenti prodotti da oscillazioni lacustri più recenti; devono quindi corrispondere a livelli massimi non raggiunti in tempi successivi.

Gli eventi di cui si trovano tracce geologiche sono

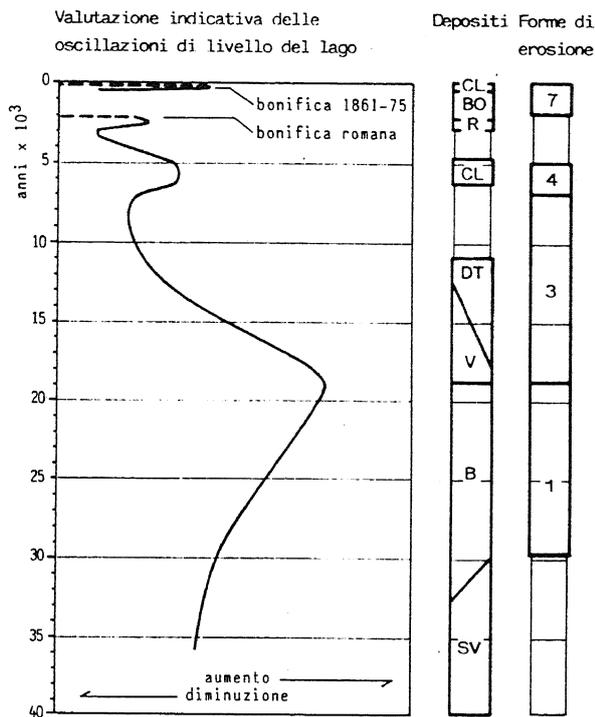


Fig. 6 - Valutazione indicativa delle oscillazioni di livello del Lago Fucino e rapporti tra queste, i depositi e le forme di erosione presenti ai margini della Piana. Legenda - SV = Ghiaie di San Veneziano; B = Ghiaie di Boscito; V = Ghiaie di Vallelonga; DT = Detrito di falda; CL = Cordoni litorali; R = Limi di Ruscella; BO = Limi di Borgo Ottomila; 1 = Spianata di abrasione di Avezzano; 3 = Glacis di erosione di Pescina-San Benedetto; 4 = Spianata di abrasione di San Benedetto - Venere dei Marsi; 7 = Glacis di erosione di Avezzano-Celano-Vallelonga-Ortucchio
Schematic curve summarizing the fluctuations of the level of Fucino Lake; lithological and morphological features used as markers for lake levels. (SV = San Veneziano gravels; B = Boscito gravels; V = Vallelonga gravels; DT = Talus slope deposits; CL = Beach ridges; R = Ruscella silts; BO = Borgo Ottomila silts; 1 = Avezzano wave-cut terrace; 3 = Pescina - San Benedetto soft-rock pediment; 4 = San Benedetto - Venere dei Marsi wave-cut terrace; 7 = Avezzano-Celano-Vallelonga-Ortucchio soft-rock pediment)

quindi quelli estremi caratteristici delle varie fasi; delle eventuali oscillazioni intermedie non restano indicazioni. In particolare, riferendoci al periodo compreso tra 30.000 e 18-20.000 anni fa, si riconosce l'effetto complessivo (rappresentato dall'aumento di livello del lago) ma non si

conoscono i dati intermedi; si sa soltanto che attorno a 30.000 anni fa il livello del lago era inferiore a quello di 18-20.000 anni fa.

Così, pure nel periodo compreso tra 18-20.000 e 10.500 anni fa si è verificato un abbassamento complessivo, che deve essere avvenuto attraverso una serie di fluttuazioni di livello di rango inferiore a quelle estreme di cui rimangono testimonianze.

4.2 Rapporti tra livelli del lago e variazioni climatiche

Sembra lecito ritenere che le cause principali delle variazioni di livello del lago riportate al precedente paragrafo siano da ricercare in fatti climatici.

Le variazioni di livello di un bacino lacustre sul tipo di quello in esame possono essere determinate da varie cause tra le quali le più importanti sono la tettonica, l'efficienza degli inghiottitoi carsici ed il clima.

In relazione all'influenza della tettonica è da osservare che indicatori di livello coevi risultano ubicati a quote nettamente diverse a causa delle dislocazioni subite. Di conseguenza le quote dei livelli lacustri riportate in precedenza (par. 4.1.) sono apparenti, non indicano cioè il reale livello raggiunto dal lago nell'intervallo di tempo considerato.

E' stata pertanto l'interferenza tra la tettonica, la presenza degli inghiottitoi e le variazioni climatiche a determinare i dislivelli tra i successivi indicatori di livello.

Tuttavia se da un lato è certo che gli stessi indicatori sono stati dislocati dalla tettonica, dall'altro lato si può dimostrare che questa non poteva influenzare sensibilmente le variazioni di livello del lago.

In base alla conformazione morfologica dell'area, il livello lacustre avrebbe potuto, infatti, essere influenzato in maniera determinante solo da dislocazioni tettoniche che avessero sbarrato un eventuale corso d'acqua emissario del lago.

La zona di Avezzano - San Pelino è l'unica che, per ragioni morfologiche, potesse ospitare un emissario. Nessun dato lascia però supporre la presenza di un emissario in tale zona nel periodo considerato; infatti i sedimenti fluvio-glaciali e fluviali affioranti nella zona mostrano di essere stati depositi da corsi d'acqua che alimentavano il Fucino.

Si consideri inoltre che escursioni di livello del Fucino dovute a cause climatiche, potevano essere molto rapide e forti (ad esempio: 17 metri nel periodo 1750-1816 d.C.) in confronto alle dislocazioni prodotte dai terremoti, certamente non frequenti, che potevano variare da 1 metro del terremoto del 1915 a forse 3-4 metri di terremoti più antichi (vedi oltre).

Gli inghiottitoi carsici ubicati in località Petogna (2 km a nord di Luco dei Marsi) e segnalati già da Stile (in Brisse e De Retrou, 1885), drenavano l'acqua verso la Val Roveto, ove davano luogo a risorgenze sul fiume Liri

lungo la gola di Capistrello. La gola di Capistrello é l'unica che, per continuit  strutturale, per vicinanza e per altitudine, pu  avere drenato il lago a mezzo di circuito carsico nel periodo di tempo esaminato; proprio in tale zona si trovano, a varie quote, cavit  interpretabili come risorgenze fossili per il loro andamento, per la presenza di concrezioni e per l'assenza di circolazione d'acqua.

Gli inghiottitoi devono essere entrati in funzione solo dopo che l'incisione della gola di Capistrello port  il fondovalle a quote inferiori al livello del lago. L'approfondimento della gola rappresenta l'atto finale dell'evoluzione morfologica dell'alta Val Roveto, che ha portato, tra la fine del Pleistocene medio e l'inizio del Pleistocene superiore, all'inversione del drenaggio nel tratto di valle compresa tra Capistrello e Pizzo Deta (Giraudi, 1986b).

Attualmente gli inghiottitoi sono coperti da una strada, da riporti e da terreno vegetale. Secondo quanto deducibile da considerazioni contenute in Brisse e De Retrou (1885) essi si trovavano a quote superiori a 662-663 m e quindi erano attivi solo quando l'acqua superava tale quota.

Non si pu  peraltro escludere che altri inghiottitoi siano sepolti sotto i sedimenti del lago storico, tuttavia a profondit  limitata dato il modesto dislivello tra la Piana e l'alveo del fiume Liri all'altezza di Capistrello.

Le portate degli inghiottitoi non sono valutabili per il periodo precedente al 1854, ma le ridotte dimensioni delle condotte carsiche (pochi decimetri di diametro) presenti nelle grotte di Capistrello, lasciano supporre una limitata capacit  di drenaggio. Questo doveva inoltre essere ostacolato, almeno parzialmente, dalle ghiaie accumulate da correnti litoranee, come ebbe modo di constatare Stile nel 1789 (in Brisse e De Retrou, 1885). Gli stessi autori hanno valutato in circa 0,9 m³/sec la portata massima degli inghiottitoi nel periodo 1854-1861, mentre il lago era alimentato da 11,53 m³/sec.

La portata degli inghiottitoi doveva variare ovviamente al variare del carico idraulico e quindi del livello del lago; questi potevano perci  svolgere essenzialmente azione di smorzamento dell'ampiezza delle oscillazioni di livello.

In relazione alla prevalenza delle cause climatiche sulle variazioni del livello del lago   da mettere in evidenza la buona corrispondenza tra la successione delle variazioni di livello e le modifiche del clima causate dalle variazioni stagionali dell'insolazione indotte dai moti orbitali della Terra (parametri precessionali ed obliquit  dell'eclittica).

Il complessivo aumento di livello a partire da tempi, non meglio precisabili, anteriori a 33.000 anni fa fin verso 18-20.000 anni fa, corrisponde a posizioni orbitali della Terra (Fig. 4a in Berger, 1978) che determinavano un passaggio verso estati con minore insolazione ed inverni con maggiore insolazione;

L'abbassamento generale di livello, constatato a partire da 20.000 anni fa fino alla porzione iniziale

dell'Olocene, corrisponde a posizioni orbitali della Terra che determinavano un passaggio verso estati brevi con forte insolazione ed inverni lunghi con scarsa insolazione (Berger, 1978).

L'influenza determinante dei fattori climatici sulle oscillazioni di livello del lago pu  essere dimostrata anche analizzando le relazioni tra variazioni di livello da un lato e piovosit  e fluttuazione dei ghiacciai dall'altro.

Nei decenni precedenti la bonifica ottocentesca gli aumenti di livello lacustre misurati erano in relazione diretta con la piovosit  media annuale rilevata nell'area (Brisse e De Retrou, 1885); in tempi pi  antichi, un sensibile aumento di livello   testimoniato, nel Neolitico, in corrispondenza del ben noto "optimum climatico" di circa 6.000 anni fa, caratterizzato da elevata piovosit . L'esistenza di un periodo piovoso al Fucino in questo periodo sembra dimostrato anche dalla formazione di ricche colate stalattitiche che coprono gli orizzonti del Neolitico antico nella Grotta Continenza di Trasacco (Grifoni Cremonesi, com. pers.).

Per quanto riguarda le relazioni fra variazioni di livello del lago e le fluttuazioni dei ghiacciai   da rilevare la buona corrispondenza (Fig. 7) tra i periodi di maggiore avanzata dei ghiacciai alpini (Porter, 1986) e le principali fasi di aumento di livello del lago nel periodo 1750-1861, corrispondente ad una parte della Piccola Et  Glaciale. Analogamente nell'Et  del Ferro si verificarono aumenti del livello lacustre contemporanei ad avanzate delle lingue glaciali sulle Alpi segnalate da Panizza (1985).

L'altissimo livello del lago raggiunto nel 1816   probabilmente legato, oltre che alla piovosit , anche alla minore insolazione causata nel 1815 dalle ceneri prodotte dall'eruzione del vulcano Tambora, che provoc  un abbassamento delle temperature estive in vaste zone dell'emisfero settentrionale (Stommel e Stommel, 1979). L'abbassamento delle temperature deve avere causato una diminuzione dell'evaporazione e dell'evapotraspirazione.

Questo evento suggerisce l'ipotesi che l'evaporazione e l'evapotraspirazione estiva possano essere state determinanti nel condizionare le variazioni di livello del lago, essendo la superficie dello stesso molto grande rispetto al suo bacino idrografico (vedi Cap. 2).

Pi  in generale, sulla base di quanto sopra, appare che durante l'Olocene, nei periodi corrispondenti all'Atlantico ed al Sub-Atlantico, si verificarono i maggiori aumenti di livello lacustre a causa delle maggiori precipitazioni e forse della minore evaporazione estiva; le pi  forti diminuzioni si verificarono invece nei periodi corrispondenti a Pre-Boreale, Boreale ed al Sub-Boreale a causa delle minori precipitazioni e/o della maggiore evaporazione estiva.

Una volta stabilita la stretta relazione esistente durante l'Olocene tra livelli del lago e precipitazioni, si pu  tentare di ricostruire le condizioni di piovosit  corrispondenti a periodi di definite variazioni stagionali dell'insola-

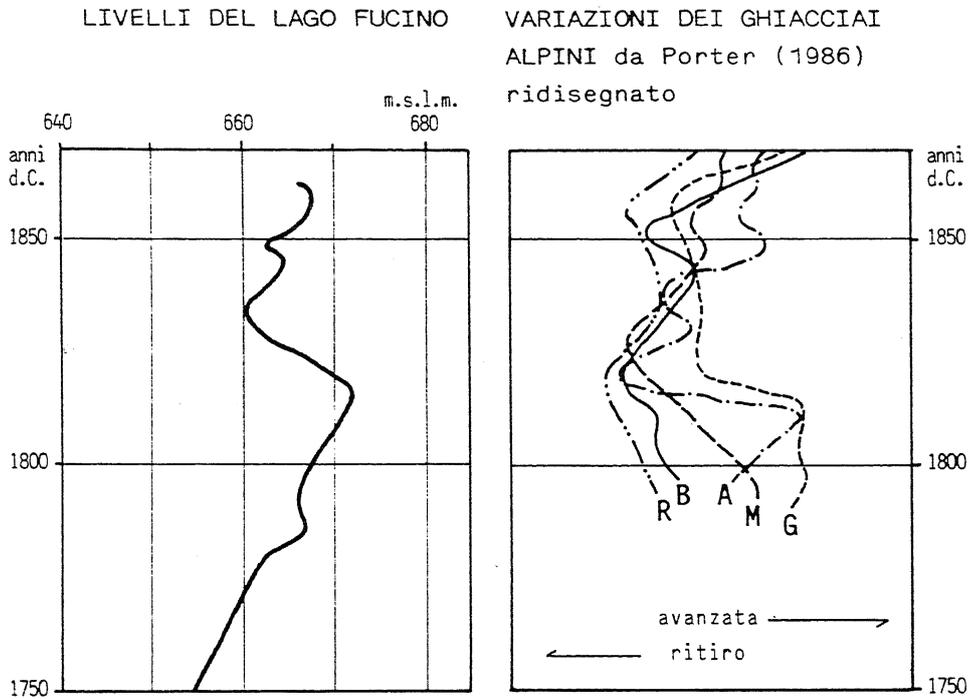


Fig. 7 - Confronto tra le oscillazioni di livello del Lago Fucino e le oscillazioni di alcuni ghiacciai alpini. Legenda: R = Ghiacciaio del Rhone; B = Gh. della Brenva; A = Gh. dell'Argentière; M = Gh. Mer de Glace; G = Gh. Grindelwald
Comparison between the fluctuations of alpine glaciers and the levels of Lake Fucino. (R = Rhone Glacier; B = Brenva Gl.; A = Argentière Gl.; M = Mer de Glace Gl.; G = Grindelwald Gl.)

zione.

Così il periodo compreso tra 33.000 e 18-20.000 anni fa, caratterizzato al Fucino da un complessivo incremento dei livelli lacustri e da estati con insolazione via via minore e da inverni con insolazione via via maggiore, se estrapolabile la relazione livelli-piovosità valida per l'Olocene, doveva essere interessato da un complessivo incremento delle precipitazioni e da diminuzione dell'evaporazione estiva.

Attorno a 18-20.000 anni fa dovette verificarsi anche la massima espansione glaciale, favorita quindi dal tipo di clima ipotizzato in precedenza.

Secondo Sala (1983) a Marina di Camerota (SA) le faune testimoniano l'esistenza di un periodo fresco e molto umido attorno a 27.000 anni fa. Le faune contenute nei livelli archeologici della grotta Paglicci (Rignano Garganico, FG), l'unica ubicata nella penisola italiana che conserva depositi ricchi di fauna pressoché continui per l'intervallo di tempo compreso tra 24.000 e 11.000 anni circa, indicano un clima freddo moderato e umido nell'intervallo compreso tra 24.000 e 20.000 anni ed uno freddo umido attorno a 20.000 anni fa.

Per contro il periodo compreso tra 18-20.000 e 12.000 anni fa, caratterizzato da generale diminuzione del livello lacustre e da estati via via più brevi e con forte

insolazione e da inverni via via più lunghi e con bassa insolazione, doveva essere interessato da una complessiva diminuzione delle precipitazioni e da un aumento dell'evaporazione estiva.

Nello stesso periodo si verificarono prima una drastica riduzione dei ghiacciai, come dimostra la presenza di conoidi fluvio-glaciali (come quello di Valle Solegara) che tagliano le morene frontali legate alla massima espansione, e poi, secondo Federici (1979), pulsazioni glaciali secondarie.

L'aumento della evaporazione estiva in tale periodo deve essere stato importante per il bilancio idrico del lago, poiché è riuscito a compensare l'incremento di acqua di alimentazione prodotto dallo scioglimento dei ghiacciai, non smaltito dagli inghiottitoi.

Secondo Sala (1983) nella grotta Paglicci per il periodo compreso tra 20.000 e 13.000 anni fa le associazioni faunistiche indicano alternanze di fasi di freddo moderato e intenso con punte di freddo molto intenso nella parte più recente; tra 13.000 e 11.000 anni fa le faune indicano climi temperati con punte un pò più fredde.

Sempre secondo Sala (1983) la fauna piuttosto povera, di età compresa tra 18.000 e 15.000 anni fa, presente nelle grotte del Fucino, indicherebbe temperature più o meno fredde ma mai estreme, mentre quella di età

compresa tra 15.000 e 13.000 anni, paragonabile a quella della grotta Paglicci, testimonierebbe sia fasi molto fredde che temperate.

Lo studio pollinico di Follieri, Magri e Sadori (1986), evidenzia una bassa percentuale di pollini di essenze arboree nel corso dello stadio isotopico 2 (tra 32.000 e 13.000 anni fa).

Per quanto riguarda l'accuratezza di questa datazione, occorre tenere presente che, in mancanza di datazioni assolute, la cronologia della serie pollinica è stata basata sulla corrispondenza tra la curva della composizione pollinica percentuale e la curva dei contenuti isotopici dell'ossigeno-18 del sondaggio V28-238 di Shakleton e Opdike (1973).

Successivamente (Martinson et Al., 1987) hanno ottenuto una più precisa curva cronostatigrafica e portato il limite tra gli stadi isotopici 2 e 3 a circa 24.000 anni fa. Correlando il diagramma pollinico a tale curva si potrebbe essere indotti a ritenere che le espansioni arboree indicate nello stadio 3 da Follieri, Magri e Sadori (1986) coincidano almeno in parte con il periodo umido indicato dai dati geologici.

L'unico dato climatico chiaramente dimostrato dalle oscillazioni di livello del Fucino è però la variazione della differenza tra le precipitazioni e l'evaporazione (P-E).

Nel periodo tra 35.000 e 18.000 anni fa, P-E è aumentato, tra 18.000 e 7.500 anni fa è diminuito, tra 7.500 e 6.000 anni fa è aumentato, tra 6.000 e 3.000 anni fa è diminuito, tra 3.000 anni fa e l'attuale è aumentato.

Considerando l'andamento generale, è possibile vedere che in corrispondenza di 18.000 anni fa c'è stato un cambiamento di tendenza che ha portato alla diminuzione di P-E; inoltre circa 3.000 anni fa potrebbe esserci stato un nuovo cambiamento di tendenza che ha portato all'aumento di P-E. Questo cambiamento sarebbe testimoniato dal progressivo aumento di livello del lago culminato nel periodo 1800-1861 d.C., in cui il livello fu superiore a quello raggiunto circa 6.000 anni fa (Fig. 7).

Secondo Kutzbach e Guetter (1986), che hanno calcolato mediante un modello matematico le variazioni di P-E alle medie latitudini settentrionali, per il periodo compreso tra 18.000 anni fa e l'attuale P-E avrebbe mantenuto una lieve e variabile tendenza all'aumento.

Il paragone tra i due dati dimostra una sostanziale differenza dovuta alla diversità di scala e forse all'influenza di fattori locali sull'area del Fucino e suggerisce, per l'area studiata, un uso prudente dei valori degli altri elementi climatici indicati da Kutzbach e Guetter (1986).

L'interpretazione dei dati geologici ha permesso quindi di inquadrare cronologicamente le principali oscillazioni di livello lacustre, di integrare in uno schema razionale i dati noti dalla bibliografia archeologica e storica e di individuare nel clima la causa principale di tali oscillazioni.

5. TETTONICA

5.1 Generalità

Come già accennato al Capitolo 1, la conca del Fucino corrisponde ad una depressione tettonica condizionata da sistemi di faglie ad andamento prevalentemente appenninico ed antiappenninico.

Queste faglie sono state considerate tutte di tipo diretto, e sono caratterizzate da una evidente attività nel corso del Quaternario (Beneo, 1939; Raffy, 1972; 1979-80; Bertini e Bosi, 1976; 1978; Bosi, 1975; Damiani e Pannuzi, 1978; Blumetti, 1986; Frezzotti e Giraudi, 1986; Giraudi, 1986; Michetti, 1986; Zarlenga, 1986). Alcune di esse sarebbero state interessate da movimenti in occasione del terremoto del 1915 (Oddone, 1915; Serva, 1986).

Alcune di queste faglie mostrano chiari indizi di attività olocenica (Frezzotti e Giraudi, 1986; Giraudi, 1986).

I dati stratigrafici raccolti con il presente studio permettono di delineare un quadro cronologico dei movimenti più recenti verificatisi lungo alcune di queste faglie secondo quanto sotto riportato.

In accordo con l'argomento del presente lavoro lo studio degli effetti prodotti dalla tettonica (faglie ed altre deformazioni) è stato circoscritto a quelli verificatisi nell'intervallo considerato.

5.2 Faglie

Nell'area fucense, occupata da vaste estensioni di sedimenti del Pleistocene superiore ed olocenici, sono numerosi gli elementi e gli indizi che testimoniano la presenza di faglie attive in tali periodi (vedi Tav. I).

Innanzitutto, le faglie presenti nella piana corrispondente all'alveo storico del lago, individuabili come contatti tra suoli di diversa litologia e contenuto d'acqua (Frezzotti e Giraudi, 1986; Giraudi, 1986a), coincidono sovente con la proiezione superficiale di faglie del basamento carbonatico messe in evidenza da indagini geoelettriche (Ente per la Valorizzazione del Fucino, 1954), o con la prosecuzione di importanti faglie situate all'esterno dell'area in studio e note dalla letteratura geologica.

Le faglie della piana del lago storico, palesi su lunghezze variabili da 0,5 a 6 km, sono state attive in epoca storica; tra queste, quelle situate tra Venere e San Benedetto dei Marsi, corrispondono alle tracce degli effetti di fagliazione superficiale del terremoto del 1915 segnalati da Oddone (1915) e Serva (1986).

La direzione di dette dislocazioni è generalmente appenninica (per la massima parte tra N25°W e N60°W) e subordinatamente antiappenninica (tra N45°E e N60°E).

Tra le altre faglie meritano attenzione le tre brevi tracce di direzione antiappenninica. Senza entrare in dettagli, i prolungamenti possibili di dette faglie interrompono scarpate di faglia o, nella zona collinare, coin-

cidono con i limiti tra formazioni di diversa età. Gli elementi schematicamente esposti potrebbero indicare che tali faglie hanno, od hanno avuto, un ruolo ben maggiore di quello che si tenderebbe ad attribuire loro in base alla sola, modesta, evidenza.

La Piana è inoltre bordata da versanti che possono essere definiti "versanti di faglia" (*sensu* Castiglioni, 1978), già messi in evidenza per gran parte da Raffy (1979-80) e da Giraudi (1986c); al piede degli stessi sono molto spesso presenti faglie segnalate in letteratura geologica.

Ai margini della depressione del lago storico esistono inoltre (Tav. I) alcune scarpate di faglia, di cui le principali, riconoscibili per una lunghezza compresa tra i 6 ed i 14 km, hanno direzione appenninica (tra N67°W e N30°W) ed antiappenninica (tra N68°E e N50°E).

Le faglie, individuate per avere prodotto le più importanti scarpate ed i più evidenti contatti tra suoli a diversa litologia ed umidità, definite "primarie", sono le seguenti (Tav. I):

Faglia di Venere-San Benedetto dei Marsi - I movimenti recenti lungo questa faglia sono testimoniati da due scarpate di faglia allineate in direzione NW-SE, da Gioia dei Marsi fino a SW di Cerchio (Giraudi, 1986a).

La scarpata nord-orientale è lunga circa 9 km, alta 2-3 m e corrisponde ad una scarpata di erosione che delimita a SW il Glacis di Pescina - San Benedetto. La seconda scarpata (sud-occidentale) è lunga circa 14 km, alta 3-4 m e corrisponde ad una scarpata di erosione che delimita a SW la Piattaforma di abrasione di San Benedetto-Venere dei Marsi.

Ambedue queste scarpate sono interpretabili come scarpate di faglia (Giraudi, op. cit.) legate a movimenti che devono avere interessato le due superfici. In particolare si può ritenere che la prima sia connessa con movimenti collocabili cronologicamente tra la formazione del Glacis di Pescina-San Benedetto e della Spianata di Abrasione di San Benedetto-Venere dei Marsi e che la seconda sia connessa con movimenti più recenti della Spianata di Abrasione di San Benedetto-Venere dei Marsi.

E' da ricordare che con la stessa faglia sono connessi movimenti segnalati da Oddone (1915) e Serva (1986) verificatisi in occasione del terremoto del 1915.

Sulla base di quanto riportato sullo schema di Fig. 8 l'ubicazione della faglia deve trovarsi a SW delle scarpate descritte, verosimilmente nella posizione indicata in Tav. I, all'incirca corrispondente all'andamento della scarpata legata al terremoto del 1915. Ad Est di Venere dei Marsi la scarpata sembra bipartirsi verso Gioia dei Marsi-Sperone e verso Lecce dei Marsi.

Le scarpate indicano che la faglia ribassa il suo labbro sud-occidentale

Faglia di Trasacco - I movimenti lungo questa faglia

sono testimoniati da contatti tra suoli a diversa litologia ed umidità riconoscibili alla superficie della piana, che raggiungono la lunghezza di 6 km (Frezzotti e Giraudi, 1986; Giraudi, 1986a). Ad Est di Avezzano si notano indizi di dislocazione lungo la prosecuzione teorica di questa faglia (Giraudi, 1986a).

La faglia di Trasacco deve essere stata attiva in tempi storici perché interessa quella parte della piana che coincide con l'alveo del lago storico; la sua attività sembra produrre un abbassamento del labbro sud-occidentale (Giraudi, 1986a).

Sulla base di ricerche geofisiche (Ente per la Valorizzazione del Fucino, 1954) la faglia viene prolungata in Vallelonga, dove però non appare attiva almeno a partire dalla formazione del conoide fluvio-glaciale tardo-pleistocenico.

Faglia di Luco - I movimenti lungo questa faglia sono testimoniati da un contatto tra suoli a diversa litologia ed umidità, riconoscibile sulla superficie della piana, lungo circa 1 km (Giraudi, 1986a). La faglia di Luco deve essere stata attiva in tempi storici poiché interessa quella parte della piana che coincide con l'alveo del lago storico; la sua attività sembra produrre un abbassamento del labbro nord-orientale (Giraudi, 1986a).

La faglia risulta allineata col versante di faglia di Monte Salviano; inoltre le ricerche geofisiche (Ente per la Valorizzazione del Fucino, 1954) hanno confermato la sua presenza alla base del versante sinistro della Vallelonga, ove però non vi sono tracce di attività posteriore alla deposizione del conoide fluvio-glaciale.

Faglia Avezzano-Celano - I movimenti recenti lungo questa faglia sono testimoniati da tre scarpate all'incirca parallele aventi direzione SW-NE, comprese per lo più nell'area di Avezzano-San Pelino.

La scarpata nord-occidentale della zona di Avezzano è lunga circa 1 km, alta 2-3 m e sembra legata a movimenti lungo una faglia che ribassa il labbro nord-occidentale. Tale scarpata è più recente della Spianata di abrasione di Avezzano, datata 18-20.000 anni.

La seconda scarpata (zona di Avezzano) è lunga circa 1,5 km e alta 2-3 m.

La terza scarpata (zona Avezzano-San Pelino) è lunga circa 2,5 km e alta da 4 a 8 m (Giraudi, 1986a), ma ricompare per alcuni brevi tratti alla base del versante tra Paterno e Celano.

Le due ultime scarpate sembrano connesse con movimenti lungo una faglia che ribassa il labbro sud-orientale e disloca rispettivamente la Spianata di abrasione di Avezzano (di età 18-20.000 anni) ed il conoide fluvio-glaciale di Valle Solegara (di età compresa tra 18-20.000 e 13-14.000 anni).

Ambedue queste scarpate, essendo parallele ed attive in tempi diversi, sono interpretabili come scarpate di faglia legate a movimenti lungo la stessa faglia (Fig. 8).

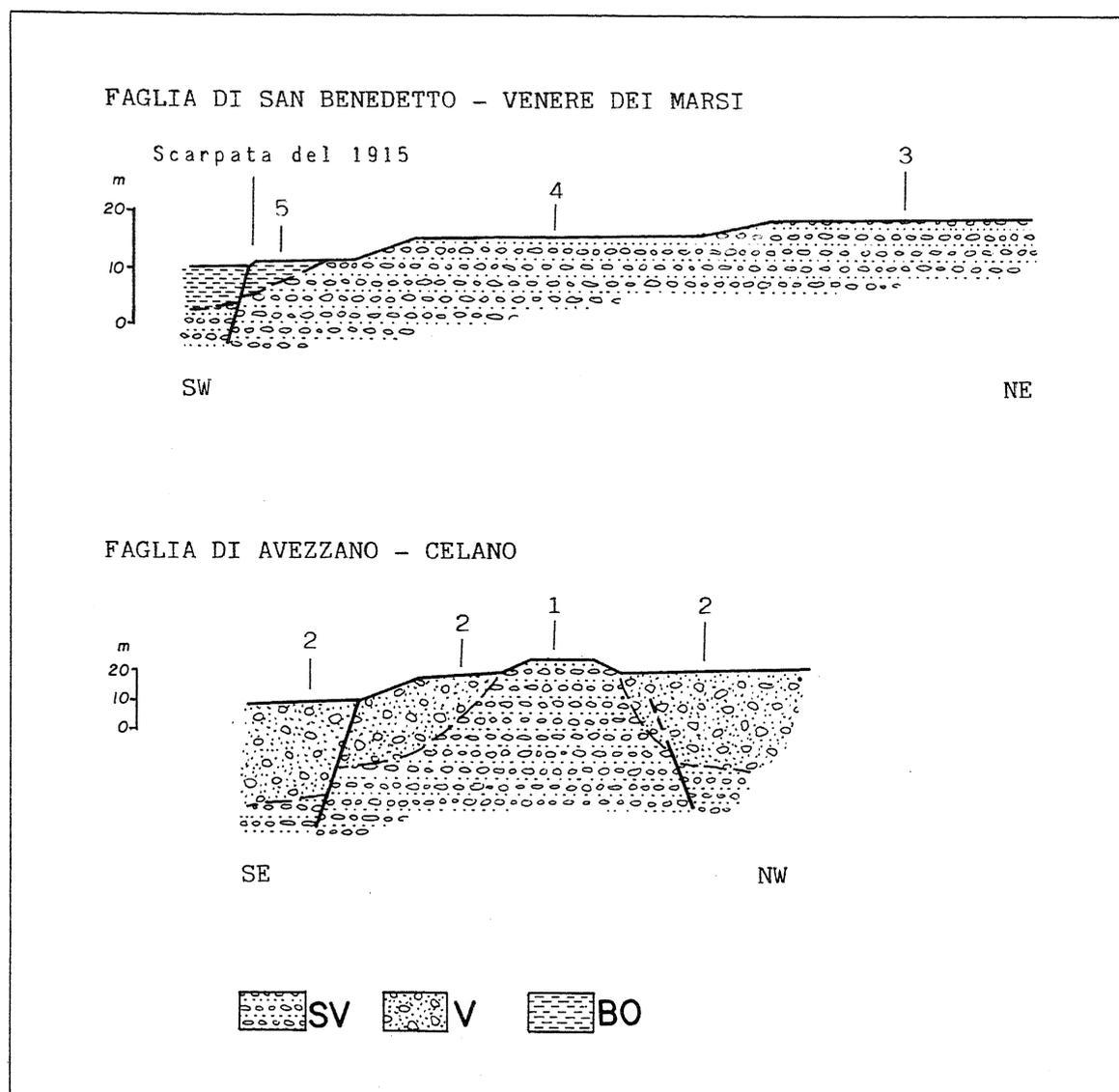


Fig. 8 - Sezioni interpretative schematiche della serie di scarpate di faglia presenti presso S. Benedetto e Avezzano. Legenda - 1 = Spianata di abrasione di Avezzano; 2 = Conoide di Valle Solegara; 3 = Glacis di erosione di Pescina - San Benedetto; 4 = Spianata di abrasione di San Benedetto - Venere dei Marsi; 5 = Depressione del lago storico; SV = Ghiaie di San Veneziano; V = Ghiaie di Vallelonga; BO = Limi di Borgo Ottomila)

Schematic sections of the fault scarps near San Benedetto and Avezzano. 1 = Avezzano wave-cut terrace; 2 = Valle Solegara outwash fan; 3 = Pescina - San Benedetto soft-rock pediment; 4 = San Benedetto - Venere dei Marsi wave-cut terrace; 5 = Bed of the historical lake; SV = San Veneziano gravels; V = Vallelonga gravels; BO = Borgo Ottomila silts)

La faglia di Avezzano-Celano deve trovarsi nei pressi delle scarpate più recenti, quindi al piede di quelle presenti tra Avezzano e San Pelino e tra Paterno e Celano.

Nella zona di Avezzano sembra che esistano due vicarianti di tale faglia; di queste la più settentrionale ribassa il labbro nord-occidentale mentre la più meridionale ribassa il labbro sud-orientale (Fig. 8).

Oltre alle faglie fino a qui descritte, già segnalate in precedenti lavori, lo studio eseguito ha permesso di identificarne altre, anch'esse caratterizzate da attività

olocenica. Queste faglie vengono descritte qui di seguito.

Faglia di Aielli Stazione-Celano - I movimenti recenti lungo questa faglia sono testimoniati da una scarpata diretta NW-SE lunga circa 1 km e alta fino a 3-4 m.

La scarpata sembra connessa a movimenti posteriori alla formazione della Spianata di Pescina (di età 18-20.000 anni) che hanno ribassato il labbro sud-occidentale della faglia.

Nelle montagne adiacenti, sulla prosecuzione verso

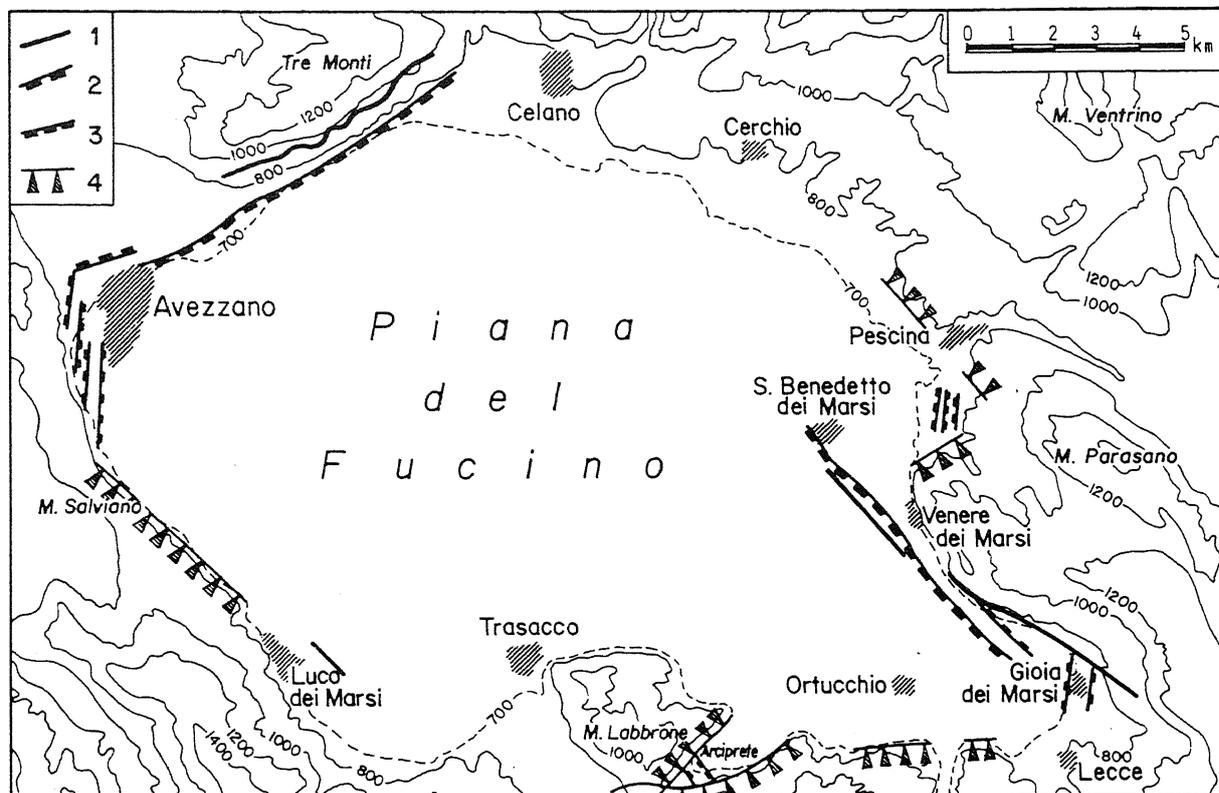


Fig. 9 - Rapporti tra elementi morfologici legati alle faglie primarie e secondarie ai margini della Piana del Fucino. Legenda - 1 = Faglia primaria; 2 = Scarpata di faglia primaria; 3 = Scarpata di faglia secondaria; 4 = Versante di faglia primaria
 Relationships between morphological features linked to primary and secondary faults. 1 = Primary fault; 2 = Primary fault scarp; 3 = Secondary fault scarp; 4 = Primary fault-line scarp)

NW di tale scarpata, si trova una faglia che, passando da Celano si dirige verso Ovindoli ed i Monti della Magnola (S.G.I., 1942); presso Ovindoli tale faglia disloca l'apparato fluvio-glaciale legato alle morene dell'ultima fase glaciale (Biasini, 1966), la cui età è compresa tra 18-20.000 e 13-14.000 anni; essa potrebbe prolungarsi a NW nella faglia del M. Cefalone (Bosi C., com. pers.) interessata anch'essa da attività recente.

Faglia di Corneto - Si tratta di una piccola faglia antiappenninica ubicata a SW di Trasacco. Gli indizi di movimenti in questa zona sono rappresentati da una scarpata lunga circa 1 km, alta 1-1,5 m, scolpita nel Glacis di erosione storico.

In modo del tutto analogo alle faglie precedentemente descritte si può ritenere che questa scarpata sia connessa con movimenti verificatisi in epoca storica che hanno ribassato il labbro nord-orientale della faglia.

La faglia di Corneto sembra corrispondere a quella indicata nel F. 152, Sora (S.G.I., 1969) che si prolunga verso SW fino alla Val Roveto.

Un ulteriore elemento di interesse nei riguardi di strutture ad attività olocenica è rappresentato dalla individuazione di depressioni allungate di forma all'incirca

rettangolare associate a scarpate rettilinee in prossimità di Avezzano, a SE di Pescara, nella zona di Gioia dei Marsi e nella Valle di Arciprete.

Tali depressioni possono essere chiuse o percorse da brevi corsi d'acqua, saltuariamente attivi, che scorrono secondo direzioni incompatibili con l'andamento prevalentemente cataclinale della topografia. In accordo con Michetti (1986) e Blumetti (1986), si ritiene che queste forme siano state prodotte da cause tettoniche.

Le scarpate presenti nelle suddette aree dovrebbero quindi rappresentare scarpate di faglia, riconoscibili per lunghezze variabili da 500 m a 2,5-3 km, che dislocano superfici di varia età quali la Spianata di Pescara, la Spianata di Abrasione di Avezzano ed il Glacis di Pescara - San Benedetto. La maggior parte delle scarpate si dispone secondo un orientamento compreso tra N3°E e N15°E; solo quelle ubicate nella Valle di Arciprete hanno orientamento appenninico (compreso tra N37°W e N45°W).

Per le modeste dimensioni, per l'orientazione diversa da quella delle faglie maggiori (primarie) e per il fatto di essere delimitate da due o più faglie primarie a forte evidenza morfologica o dal loro probabile prolunga-

mento (Fig. 9), si ritiene che le linee di faglia più brevi possano essere considerate di importanza secondaria ("faglie secondarie") e che la loro impostazione si sia prodotta in conseguenza dei movimenti verificatisi lungo le faglie primarie.

Un altro elemento di interesse nei riguardi delle strutture tettoniche è rappresentato, nella zona di San Veneziano, da alcune faglie "listriche" e "rotazionali" (Serva, 1986) visibili in una cava che interessa le Ghiaie di San Veneziano. Le faglie si sono evolute in modo lento e graduale durante un periodo di tempo non ben definibile, ma coincidente per lo più con la sedimentazione delle Ghiaie di San Veneziano e comunque precedente il modellamento del Glacis di erosione storico. E' infatti possibile notare che i rigetti delle faglie aumentano via via con la profondità, senza incrementi improvvisi; tale situazione sembra suggerire che i movimenti siano avvenuti mediante scatti centimetrici nel corso di terremoti oppure in modo continuo ("creep") (Fig.10).

Dal complesso delle osservazioni esposte emerge che le faglie primarie presenti ai margini della piana hanno carattere prevalentemente normale e che il labbro ribassato di ogni faglia è sempre quello posto verso il centro della Piana.

5.3 Altre dislocazioni

Oltre alle dislocazioni riconducibili a faglie esistono deformazioni che interessano le superfici di accumulo o di erosione descritte in precedenza.

In particolare nella zona settentrionale, nell'area Avezzano-Celano-Pescina-Gioia dei Marsi, è evidente che le quote delle diverse unità stratigrafiche e morfologiche che costituiscono gli indicatori di livello lacustre sono mediamente più elevate di quelle della zona meridionale (area Avezzano-Trasacco-Ortucchio).

Tale situazione rappresenta una caratteristica costante dell'evoluzione tettonica dei margini della Piana. Si consideri ad esempio che i sedimenti lacustri del Pliocene superiore e del Pleistocene inferiore e medio sono



Fig. 10 - Faglie rotazionali che dislocano le Ghiaie di San Veneziano presso la località omonima. La fotografia, scattata nei primi anni settanta da F. Benvegnù, si riferisce ad un affioramento non più visibile attualmente.
Faults within the San Veneziano gravels. The picture, taken in the early 70's by F. Benvegnù, shows an outcrop no longer visible at present.

conservati incassati l'uno nell'altro ed a quote decrescenti, esclusivamente sulle colline poste ai margini nord-orientale e nord-occidentale della Piana (Beneo, 1939; Bertini e Bosi, 1978 ; Zarlunga, 1986) a testimonianza di una continua tendenza al sollevamento.

I più antichi sedimenti terrazzati rinvenuti finora ai margini sud-occidentale e meridionale della Piana, sono invece rappresentati dalle Ghiaie di San Veneziano e di Boscito attribuibili al Pleistocene superiore terminale: questi devono quindi coprire i sedimenti precedenti per cui la deposizione deve essere avvenuta su una sponda lacustre subsidente o almeno in sollevamento minore rispetto alla sponda settentrionale.

Un'altra osservazione interessante può essere fornita dal paragone tra le quote a cui si trovano le grotte e le quote delle superfici dei terrazzi.

Nelle grotte S.Nicola (quota m 710), Maritza (m 698), la Punta (m 710) e di Ortucchio (m 708), poste sul versante calcareo tra Ortucchio e Trasacco, si rinvengono ciottoli arrotondati di origine lacustre, di età superiore a 18.000 anni (Radmilli, 1977). Tali ciottoli sono verosimilmente correlabili con le Ghiaie di Boscito, il cui tetto coincide con la Spianata di Pescina; questa, nell'area di Ortucchio-Trasacco è sviluppata a quote comprese tra 685 e 700 m.

Sulla base di tale correlazione, la differenza tra le quote di affioramento delle ghiaie suddette (che può raggiungere i 20 m circa) deve essere imputata principalmente a dislocazioni tettoniche che hanno prodotto il sollevamento del versante carbonatico rispetto ai terrazzi.

E' poi evidente una marcata differenza di quota tra il livello archeologico che testimonia la presenza di un villaggio palafitticolo sul terrazzo in zona Ruscella a quota 661 m, che ha fornito età radiometrica di 3.000 ± 100 anni col metodo del C^{14} , e quello relativo al coevo villaggio, non palafitticolo, di Ortucchio posto a quota 655-656 m nell'alveo del lago storico. La differenza minima di 5 m non può che essere dovuta alla tettonica.

L'insieme delle indicazioni espone suggerisce l'ipotesi che la tettonica (ed eventualmente la costipazione differenziale⁴) abbiano prodotto effetti di sollevamento relativo maggiore per i versanti carbonatici rispetto alla fascia dei terrazzi, e di questa rispetto alla depressione del lago storico.

Un'ulteriore indicazione di tettonica differenziale ai margini della piana del Fucino è fornita dalla differenza tra la successione stratigrafica della zona di Avezzano rispetto a quella delle altre zone esaminate. In tale area infatti le Ghiaie di San Veneziano non sono coperte come altrove dalle Ghiaie di Boscito, ed il loro tetto è dato da una superficie di erosione. Tale fatto sembra spiegabile, in quanto eccezione nel quadro complessivo, con un

sollevamento differenziale avvenuto prima o durante il modellamento della Spianata di abrasione di Avezzano.

5.4 Considerazioni dinamiche

Dal quadro generale delle faglie riportate in Tav. I e descritte al paragrafo 5.2 emergono elementi che sembrano suggerire alcune valutazioni in rapporto al campo di sforzi che ha dato origine alle faglie stesse.

Innanzitutto risultano spiccate analogie tra i modelli di *pull-apart basin* e la situazione osservata nell'area.

Analoghe a quanto previsto per i "*pull-apart basins*" sono la distribuzione del reticolo di faglie ai margini della piana, l'aspetto nel complesso geometrico della conca e la distribuzione dell'età dei terreni sui versanti N e NE del Fucino.

In questa zona infatti si osserva che le brecce ed i sedimenti lacustri del Pliocene superiore (Bertini e Bosi, 1976) sono presenti, a quote comprese tra 900 e 1100 m circa, da San Pelino a Cerchio; i sedimenti fluvio-lacustri di età villafranchiana (Bertini e Bosi, 1978) affiorano, a quote comprese tra 870 e 800 m, dalla zona di Celano fino a Pescina, circa 7 km a SE di Cerchio; i sedimenti deltizi e lacustri del Pleistocene Superiore affiorano, a quote comprese tra 710 e 670 m, da San Pelino fino a Gioia dei Marsi, circa 8 km a SE di Pescina. La distribuzione dei sedimenti sembra testimoniare un'espansione verso SE della conca del Fucino.

Un altro elemento evidente è rappresentato dall'esistenza di due sistemi coevi di faglie primarie a direzione appenninica ed antiappenninica, con un terzo sistema di faglie secondarie a direzione prevalente N-S; queste ultime sono concentrate in prossimità dei vertici dei parallelogrammi formati dalle faglie primarie nelle zone di Avezzano, Pescina, Gioia dei Marsi e di Arciprete (Fig. 9).

Sembra difficile che possano verificarsi fagliazioni superficiali contemporanee lungo siffatti sistemi indipendenti di faglie coevi. E' molto probabile invece che i tre sistemi siano legati tra loro e si evolvano come conseguenza dell'attività di "faglie principali" confinate nel sottosuolo.

In relazione a questa possibilità si può mettere in evidenza che la situazione descritta è molto simile a quella analizzata in Keller (1986) ed imputata da questo Autore al campo di sforzi prodotto dal movimento di una faglia trascorrente destra.

Più in dettaglio, la corrispondenza tra il modello di Keller (1986) e le situazioni osservate nelle quattro zone sopra citate sono sintetizzate negli schemi di Fig. 11.

E' da evidenziare che l'esistenza di movimenti trascorrenti in corrispondenza delle faglie primarie sembra in accordo con l'esistenza di una depressione chiusa ("*sag*") alla base della scarpata di faglia occidentale del terrazzo di San Veneziano.

Le faglie primarie coinciderebbero quindi con le faglie "sintetiche" e "antitetiche" prodotte da trascorrenti

(4) La quasi totalità dei terrazzi è costituita litologicamente da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie ghiaiose.

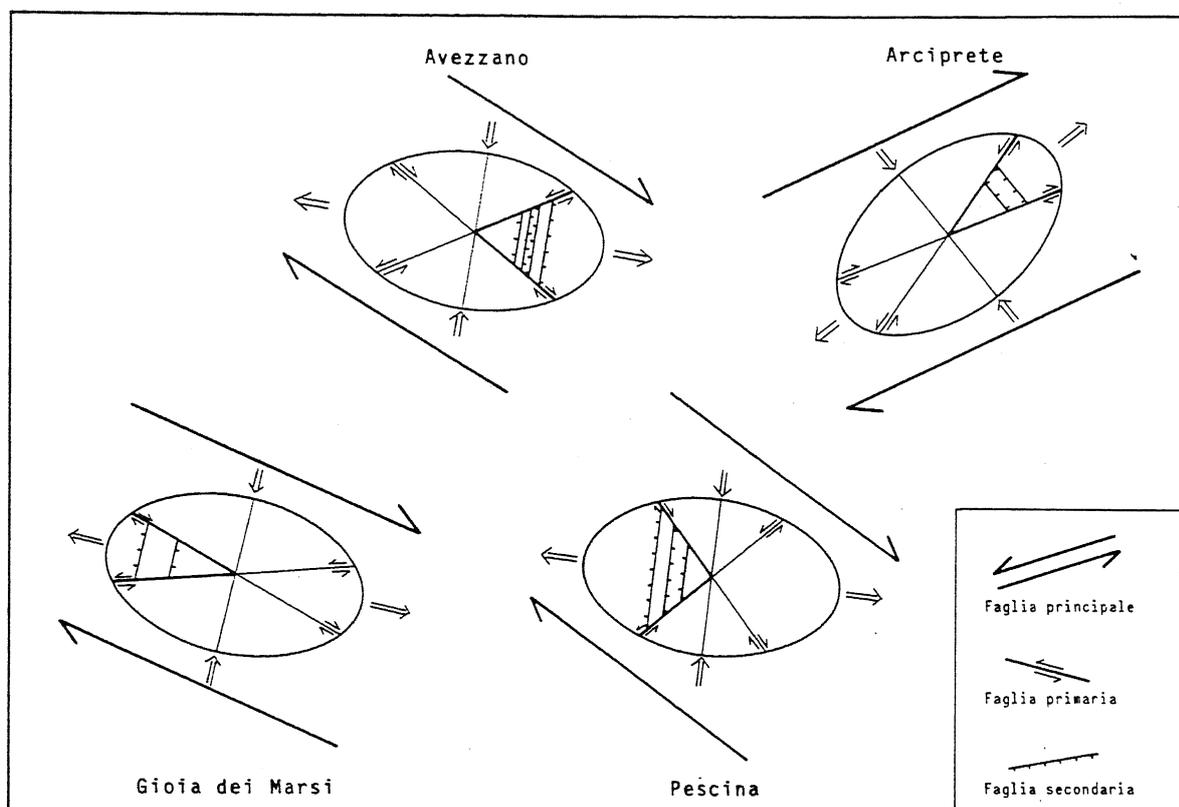


Fig. 11 - Interpretazione dei rapporti tra faglie principali, primarie e secondarie in base al modello di Keller (1986).
Interpretation of the relationships between main, primary and secondary faults according to Keller's (1986) model.

("faglie principali") di cui non si hanno evidenze dirette in superficie.

In base a questa ipotesi si può valutare almeno la direzione di queste faglie principali nell'area di incrocio tra le faglie primarie messe in evidenza da effetti di fagliazione superficiale (Fig.11).

Le faglie di Luco-Monte Salviano e di Avezzano-Celano potrebbero essere connesse con una "faglia principale" trascorrente destra, orientata attorno a $N60^{\circ}W$; le analoghe faglie presenti a Sud di Pescina potrebbero essere conseguenza di movimenti lungo una "faglia principale" trascorrente destra orientata attorno a $N50^{\circ}W$; le faglie di Casali d'Aschi-Gioia dei Marsi potrebbero essere l'espressione di una "faglia principale" trascorrente destra con direzione attorno a $N65^{\circ}W$. Tutte queste faglie potrebbero pertanto essere connesse con un'unica faglia trascorrente destra la cui direzione varia tra $N50^{\circ}W$ e $N65^{\circ}W$.

Volendo interpretare anche le faglie della zona di Arciprete con il modello di Keller (1986) ne deriverebbe che la faglia trascorrente profonda dovrebbe essere destrorsa con direzione $N65^{\circ}E$. E' però da notare che le faglie primarie di questa zona interessano il substrato carbonatico senza apparentemente produrre la dislocazione di forme e di sedimenti recenti.

In conclusione l'applicazione del modello suddetto

porterebbe ad imputare la situazione strutturale osservata all'attività di una faglia trascorrente destra con direzione compresa tra $N50^{\circ}W$ e $N65^{\circ}W$.

In relazione all'esistenza di questa faglia sono però da evidenziare due apparenti incongruenze. La prima è rappresentata dalla scarsità di indizi di movimenti trascorrenti; la seconda è costituita dall'assenza di deformazioni a carattere compressivo che sarebbero previste dal modello di Keller (1986).

E' però da far notare che l'assenza di indizi di trascorrenze e di deformazioni a carattere compressivo potrebbe essere anche dovuta a difficoltà di riconoscimento ed alla impossibilità di distinguere le scarpate di faglia prodotte da tettonica distensiva e compressiva.

Allo stato attuale non è chiaro fino a che punto queste incongruenze rendano inapplicabile il modello di Keller (1986).

I dati di una campagna di sondaggi elettrici (Aqater, 1981), eseguiti a scopo di ricerche idrogeologiche, forniscono informazioni che sembrano sostenere il modello di Keller (1986). I lunghi stendimenti hanno permesso di rilevare che il substrato resistivo si trova a profondità che può raggiungere i 1500 metri sotto il piano campagna e di costruire una carta delle isobate (Fig. 12). In profondità, nella zona di Avezzano-Trasacco le isobate hanno direzione compresa tra $N45^{\circ}W$ e $N60^{\circ}W$,

mentre tra Avezzano ed Aielli hanno direzione compresa tra N67°E e N72°E.

Le direzioni delle isobate sono sicuramente compatibili, quindi, con quelle che ci si potrebbe attendere come risultato dell'allargamento del bacino ad opera di faglie trascorrenti profonde aventi direzione appenninica (tra N50°W e N60°W) ed antiappenninica (attorno a N65°E), sempreché, ovviamente, queste isobate siano indicative dell'andamento del letto dei sedimenti lacustri.

Si potrebbe quindi dedurre che le "faglie principali" interessano direttamente il substrato resistivo più profondo ma, probabilmente, non la coltre di sedimenti che lo copre, su cui producono effetti mediante faglie "sintetiche" e "antitetiche".

Potrebbero essere terremoti generati lungo le "faglie principali" a produrre gli effetti di fagliazione superficiale sia lungo le faglie "sintetiche" che "antitetiche".

6. TENTATIVO DI INQUADRAMENTO CRONOLOGICO DI INDIZI DI PALEOSISMICITA'

Le scarpate che corrispondono alle faglie descritte in 5.2 presentano alcune caratteristiche di interesse sotto il profilo sismotettonico.

Alcune faglie sono caratterizzate dall'uniformità del pendio delle scarpate di faglia, anche se questo si presenta variamente rimodellato al piede e al ciglio; risultano cioè assenti i gradienti di pendenza che secondo Wallace (1977; 1980) devono la loro origine alla interazione fra movimenti ripetuti lungo la faglia e fenomeni erosivi che modificano progressivamente l'acclività delle scarpate generate da singoli movimenti.

Altre faglie sono caratterizzate dalla molteplicità delle scarpate ad esse connesse.

Quest'ultima caratteristica può trovare una soddisfacente spiegazione se si ammette che il movimento lungo la faglia sia avvenuto per scatti successivi distanziati nel tempo e che le scarpate attualmente osservabili siano dovute all'arretramento delle originarie scarpate di faglia verificatesi nell'intervallo fra due movimenti successivi.

Al Fucino la corrispondenza tra movimenti lungo faglie e terremoti sembra dimostrato dalle scarpate prodottesi nel corso del terremoto del 1915 (Oddone, 1915; Serva, 1986).

Sulla base delle considerazioni che precedono si è tentato un inquadramento cronologico della formazione delle scarpate di faglia e quindi anche dei terremoti coevi con le scarpate, se valide le assunzioni proposte.

Il più antico indizio di sisma riconosciuto nella Piana potrebbe essere contemporaneo alla scarpata di faglia impostata su ghiaie sabbiose sciolte presente nella zona di Avezzano. Tale scarpata, prodotta dalla faglia di Avezzano - Celano, diretta WSW-ENE, taglia la Spianata

di abrasione di Avezzano, modellata 18-20.000 anni fa ed è parzialmente coperta da sedimenti del conoide fluvioglaciale di valle Solegara, databile tra 18-20.000 e 13.000 anni fa.

Un secondo sisma sarebbe contemporaneo alla scarpata di faglia a direzione NW-SE, prodotta dalla faglia di San Benedetto-Venere dei Marsi; tale scarpata, impostata sulle Ghiaie di San Veneziano, è presente nella zona di S. Benedetto-Venere dei Marsi, è lunga circa 9 km ed arretrata di circa 500 m rispetto alla probabile posizione della faglia che l'ha generata.

Tale scarpata taglia il glacis di erosione di Pescina-San Benedetto la cui età è, nella porzione più depressa, di 6500-7500 anni (Neolitico antico) e risulta precedente o contemporanea alla Spianata di abrasione di San Benedetto-Venere modellata attorno a 6000-5000 anni fa.

Se si esaminano le fonti archeologiche, inoltre, si nota che nel corso del perdurare della Cultura di Ripoli (5500-4200 anni fa) si verificarono crolli inquadabili nella stessa posizione stratigrafica in ben quattro grotte presenti ai margini della Piana del Fucino (Radmilli, 1977); il crollo di grossi blocchi in un periodo in cui non dovevano esistere condizioni climatiche tali da favorire distacchi per gelività, rilevato per di più in tutte le grotte che non risultavano ancora colmate dal detrito nel Neolitico, permette di avanzare l'ipotesi che esso sia legato alle sollecitazioni indotte da un sisma.

Tale sisma verrebbe quindi inquadrato cronologicamente tra 5500 e 5000 anni fa.

Un terzo sisma sarebbe testimoniato, nella zona di S. Benedetto - Venere dei Marsi, da una scarpata di faglia ancora prodotta dalla faglia di San Benedetto-Venere dei Marsi; tale scarpata, lunga almeno 14 km e dell'altezza di 3-4 m, è impostata su ghiaie sabbiose sciolte, diretta NW-SE.

Tale scarpata è più recente della Spianata di abrasione di San Benedetto-Venere, di età minima pari a circa 5000 anni e più antica della Spianata di Luco-Trasacco-Ruscella di età compresa tra 2.800 e 2.300 anni; essa risulta arretrata per erosione da un minimo di poche decine di metri ad un massimo di circa 250 metri rispetto alla probabile ubicazione della faglia che l'ha prodotta.

Il sisma potrebbe essere responsabile di un ulteriore crollo presente in grotta, inquadabile stratigraficamente (Radmilli, 1977) tra la fine dell'Eneolitico e la fine della Cultura Subappenninica (3800-3100 anni fa); anche in questo caso il crollo di grossi blocchi rilevato in tutte le grotte che in quel momento non risultavano ancora colmate dal detrito, in un periodo in cui non esistevano condizioni climatiche tali da favorire distacchi di blocchi per gelività, permette di avanzare l'ipotesi che esso sia avvenuto in seguito alle sollecitazioni prodotte da un terremoto.

Un sisma avvenuto nel corso di questo intervallo

cronologico potrebbe spiegare i seguenti fatti: nel sito preistorico ubicato ad Est di Paterno, in località Ruscella (D'Ercole, Radi, com.pers.), esiste un insediamento palafitticolo la cui età, in base ai frammenti ceramici rinvenuti, sembra posteriore a 3400 anni fa; la punta di uno dei pali rinvenuti, datata col metodo del C¹⁴, ha fornito un'età di 3000+/-100 anni. Lo stesso insediamento è co-

perito da sedimenti contenenti sepolture che risalgono a circa 3000 anni fa in base alle ceramiche; la datazione col metodo del C¹⁴ della cassa in legno utilizzata per l'inumazione ha fornito l'età di 2960+/-100 anni. L'insediamento palafitticolo si trova alla quota di 660-661 m, mentre reperti di età analoga rinvenuti presso Ortucchio, ma testimoni di un villaggio non palafitticolo, giac-

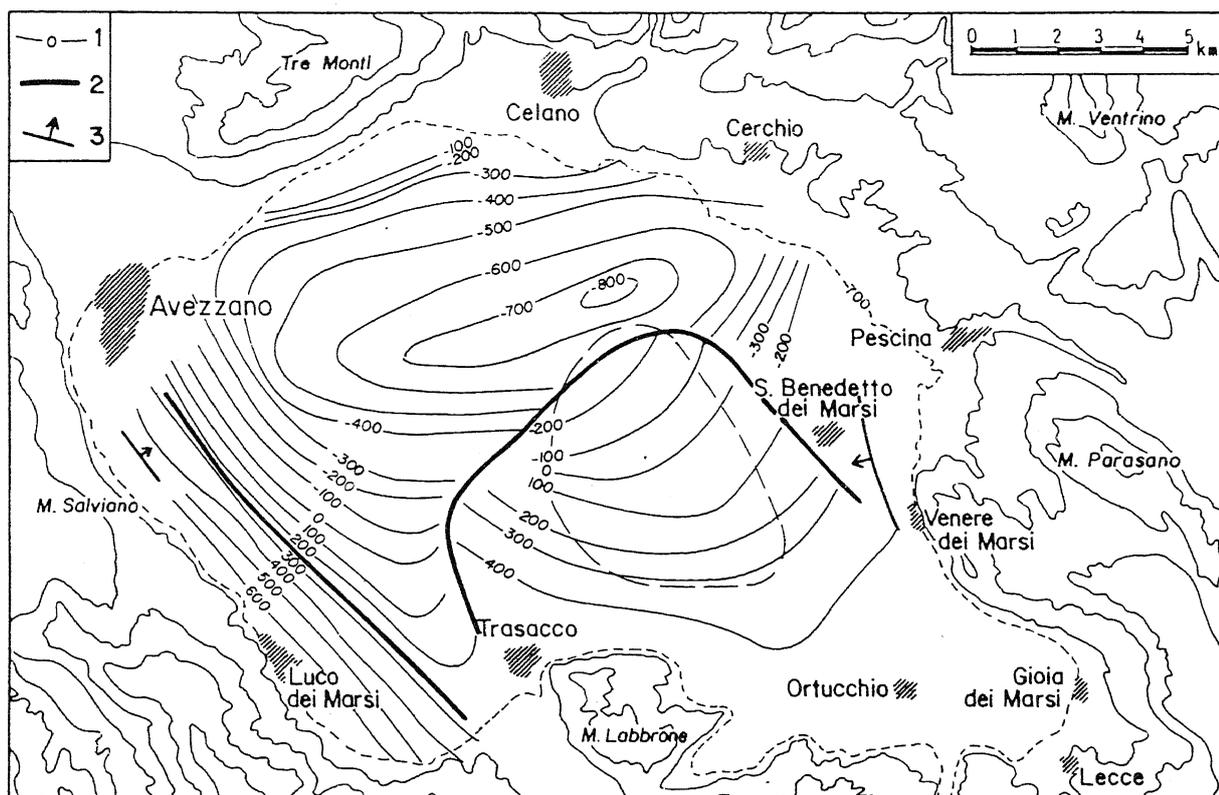


Fig. 12 - Carta delle isobate del substrato resistente della Piana del Fucino. Da Aquater (1981), ridisegnata. Legenda - 1 = Isobate del substrato resistente; 2 = Discontinuità elettrica; 3 = Faglia probabile
Isobath map of the bedrock of the Fucino Plain obtained by electrical survey. Re-designed from Aquater (1981). 1 = Isobaths of the bedrock; 2 = Electrical discontinuity; 3 = Supposed fault)

cio alla quota di 655-656 m.

L'innalzamento relativo dell'area comprendente il sito archeologico di Paterno rispetto all'area di Ortucchio è posteriore a 3000+/-100 anni fa; l'emersione dell'area di Paterno è pure posteriore a tale data e precedente a 2960+/-100 anni fa. E' possibile che tali eventi siano almeno in parte da attribuire ad un sollevamento coevo al sisma collegato alla fagliazione superficiale nell'area di San Benedetto-Venere dei Marsi, nonché ai crolli in grotta.

La buona correlazione tra l'emersione avvenuta, in base ai dati radiometrici, tra 3000+/-100 e 2960+/-100 anni fa ed il crollo in grotta, databile come minimo a 3100 anni fa, farebbero collocare l'età del sisma, forse il più

importante stando alle evidenze, attorno a 3100 anni fa.

Al terremoto del Neolitico o a quello dell'Età del Bronzo potrebbe essere legata anche la più evidente delle scarpate prodotte dalla faglia Avezzano-Celano; tale scarpata, di altezza minima valutabile 4-5 metri, ma apparentemente molto maggiore a causa del rimodellamento, interessa il conoide fluvioglaciale di valle Solegara (età minima 13-14.000 anni circa). La scarpata sembra interrompere la continuità di un lembo di ghiaie con matrice scura, ben individuabile anche dai fotogrammi aerei, che appoggia sul conoide fluvioglaciale e che contiene frammenti di ceramica fluitata databile o al Neolitico o all'Età del Bronzo (Zarlenga, 1986).

La fagliazione potrebbe avere innescato l'incisione

pressoché "istantanea" della valle del Rio di Peschio Cervaro, a monte della scarpata, provocando la conseguente deposizione del Conoide di San Pelino.

E' da osservare che nel corso di almeno uno dei due terremoti suddetti potrebbero essersi verificate cospicue fagliazioni superficiali aventi direzione sia appenninica (lungo la faglia di San Benedetto-Venere dei Marsi) che antiappenninica (lungo la faglia di Avezzano-Celano).

Un quarto terremoto potrebbe essere di età tardo-romana o medioevale. In relazione a tale sisma occorre tenere presente quanto segue. Che si siano verificate fagliazioni superficiali in epoca tardo romana o medioevale sembra dimostrato dalle faglie presenti nella parte più depressa dell'antico alveo lacustre, messe in evidenza da contatti rettilinei tra suoli a diversa litologia ed umidità; la loro obliterazione solo parziale ad opera dei sedimenti lacustri, che presso Borgo Ottomila raggiungono un metro di potenza per il solo periodo posteriore alla bonifica romana (Magri, 1983), depone a favore dell'età sopra ipotizzata.

Per precisare la data del terremoto responsabile di una parte, almeno, dei fenomeni di fagliazione superficiale, occorre considerare le condizioni del canale di bonifica romana incontrato e misurato durante i lavori della bonifica ottocentesca, che si presentava diviso in due tronchi. Secondo Brisse e De Retrou (1885) in D'Amato (1980) "la disposizione dei due tronchi del canale, quello puntellato (N.d'A: con tavole di legno poggianti su pali infissi nel terreno nella parte più vicina alla sponda del lago) e quello non puntellato, autorizzano a pensare che essi dovevano incontrarsi a circa 870 m dalla testata dell'antico emissario. Ma i livelli ed i pendii di questi due tronchi erano tali che procedendo l'uno verso l'altro, i loro fondi non potevano raggiungersi allo stesso livello e che al punto del loro incontro doveva esserci una scarpata di circa 2,80 m di altezza".

In sostanza, sul possibile prolungamento verso NW di una delle faglie rilevate sulla Piana, esiste un gradino di 2,8 m che ribassa il canale romano.

Inoltre la traccia del canale, nettamente visibile in fotografia aerea, termina verso il centro della piana all'intersezione con un'altra faglia; non è quindi da escludere che il canale sia stato interrotto anche in questo punto dal movimento di una faglia.

La bonifica romana del lago Fucino risale al periodo compreso tra il I ed il II secolo d.C.; la perdita di funzionalità delle opere romane potrebbe risalire a V-VI secolo d.C. (D'Amato, 1980).

Considerata la probabile dislocazione tettonica del canale, tra le cause che hanno condotto alla rovina ed all'abbandono delle opere di bonifica si può ipotizzare quindi anche un terremoto.

In tal caso il terremoto storico sarebbe precedente al V-VI secolo d.C. ed identificabile forse con il forte evento che interessò Roma nel 443 d.C. (com.pers. di

Molin, che ha condotto un esame critico delle fonti storiche).

Nel caso che la perdita di funzionalità del canale sia posteriore al V-VI secolo d.C. o non sia dovuta a cause sismiche, il terremoto che ha prodotto la dislocazione del canale potrebbe essere posteriore al V-VI secolo d.C. ed identificabile in uno dei due terremoti risentiti fortemente in Roma nell'801 e nel 1349 (Molin, com.pers.).

Secondo Delogu (1969), che ha studiato l'evoluzione architettonica della chiesa di San Pietro a Massa d'Albe e di altre chiese dell'area fucense (Trasacco e Luco dei Marsi), potrebbe essere avvenuto un terremoto al Fucino nella prima metà del XIII secolo.

Ad uno dei terremoti posteriori alla bonifica romana potrebbe inoltre essere attribuita la scarpata di faglia presente a circa 3 km a SW di Trasacco, che disloca il glacis di erosione storico.

Dall'insieme degli indizi in precedenza esposti, pare quindi di poter identificare anche un evento sismico di età storica, posteriore alla bonifica romana, che avrebbe prodotto effetti di fagliazione superficiale di direzione appenninica (faglie di Trasacco e di Luco) ed antiappenninica (faglia di Corneto), almeno nella porzione più meridionale ed occidentale della Piana.

Sulla base degli indizi rinvenuti e delle assunzioni esposte, si configura in sintesi una storia sismica caratterizzata da una serie minima di cinque grandi terremoti, tali da produrre effetti sul terreno, avvenuti il primo tra 18-20.000 e 13-14.000 anni fa, il secondo attorno a 5.000 anni fa, il terzo attorno a 3.100 anni fa, il quarto in età tardo romana o medioevale e l'ultimo nel 1915.

7. CONCLUSIONI

Lo studio geologico e geomorfologico della Piana del Fucino ha portato al raggiungimento dei seguenti obiettivi di diverso carattere, elencati qui di seguito:

- a) Sintesi dei dati geologici, archeologici e storici riguardanti le variazioni di livello del lago fino alla bonifica del 1861-75.
- b) Individuazione di forme e depositi legati a fasi di prevalente erosione o sedimentazione collegate alle variazioni del livello lacustre, attribuibili al Pleistocene superiore e all'Olocene; per il Pleistocene superiore è stata rilevata una sostanziale concordanza cronologica tra variazione di facies dei sedimenti e fasi climatiche dovute ai moti orbitali della Terra.
- c) È stato messo in evidenza che le variazioni del livello lacustre sono strettamente legate alle vicende climatiche e non a quelle tettoniche, anche se la quota degli indicatori di livello è fortemente influenzata dalla tettonica.
- d) In base alle variazioni di livello del lago sono state definite, in generale, le principali variazioni climatiche per il periodo più recente di 30.000 anni.

- e) Sono stati riconosciuti movimenti tettonici pleistocenici e olocenici generalizzati in tutta la Piana del Fucino ed è stato tentato un inquadramento cronologico dei movimenti avvenuti lungo le faglie primarie. È stata inoltre tentata un'interpretazione dei rapporti tra le faglie primarie e secondarie presenti nella Piana del Fucino e sui versanti circostanti, e fornita un'interpretazione della tettonica profonda dell'area fucense. Si è giunti alla conclusione che il bacino del Fucino potrebbe essere assimilato ad un *pull-apart basin*, su cui agirebbero faglie principali profonde a componente trascorrente.
- f) L'esame dei molti dati geologico-geomorfologici e archeologici disponibili, ha permesso il riconoscimento di indizi di paleosismicità e la loro datazione approssimata; questi dati permettono l'estensione del catalogo sismico a tempi preistorici ed assumono particolare rilevanza poiché nell'area era conosciuto solo il grande terremoto del 1915.

BIBLIOGRAFIA

- Accordi G. (1975) - *Nuovi affioramenti di lacustre sollevato a terrazzi al bordo settentrionale del Fucino (Abruzzi)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **84**, 1-16.
- Aquater (1981) - *Indagini e studi per ricerca d'acqua nella Piana del Fucino: studio idrogeologico*. Cassa per il Mezzogiorno, 16 pp.
- Beneo E. (1939) - *Le terrazze quaternarie della regione Fucense ed i loro rapporti con i fenomeni orogenetici della Marsica (Appennino Abruzzese)*. Boll. Soc. Geol. It., **58**, 77-104.
- Berger A.L. (1978) - *Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements*. Quaternary Research, **9**, 139-167.
- Bertini T. e Bosi C. (1976) - *Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella valle del Salto e nella conca del Fucino (Rieti-L'Aquila)*. Boll. Soc. Geol. It., **95(4)**, 767-801.
- Bertini T. e Bosi C. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 146 (Sulmona) e 145 (Avezzano) p.p.* - C.N.R., P.F. Geodinamica. S.P. Neotettonica, Pubbl. n. 155, 21-34.
- Biasini A. (1966) - *Elementi morfotettonici tratti da un rilievo fotogeologico al margine dell'Altipiano di Ovindoli (Abruzzi)*. Geol. Rom., **5**, 303-312.
- Blumetti A. (1986) - *Studio dell'evoluzione geologica plio-quaternaria del settore nordorientale del bacino del Fucino, al fine di individuare parametri geologici per la valutazione della sismicità*. Tesi inedita, Roma.
- Borzatti Von Lowenstern E. (1962) - *Scavi nella grotta San Nicola nel bacino del Fucino*. Riv. Sci. Preist., **17**, 205-222.
- Bosi C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino Centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **94(4)**, 827-859.
- Brissé A. e De Retrou L. (1883) - *Prosciugamento del Lago Fucino fatto eseguire da S.E. il Principe Alessandro Torlonia. Descrizione storica e tecnica in due volumi ed un'atlante*. Ristampa a cura di M. Palanza e S. D'Amato Tipogr., N. Paolini, Avezzano.
- Capaldi G., Civetta L. and Gillot P.Y. (1985) - *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from southern Italy*. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., **40**, 25-44.
- Castiglioni G.B. (1979) - *Geomorfologia*. 436 pp. U.T.E.T., Torino.
- Cremonesi G. (1962) - *I resti degli ultimi mesolitici del Fucino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, **2**, 10 pp.
- Cremonesi G. (1968) - *Contributo alla conoscenza della preistoria del Fucino: la grotta di Ortucchio e la grotta La Punta*. Riv. Sc. Preist., **23**, 1, 1-60.
- Cremonesi G. (1981) - *Osservazioni su alcuni aspetti dell'Eneolitico del versante adriatico*. Atti 3° Convegno Preist. Protost. Storia della Daunia. 131-147, S. Severo.
- D'Amato S. (1980) - *Il primo prosciugamento del Fucino*. 292 pp. Avezzano.
- Damiani A.V. e Pannuzi L. (1982) - *Osservazioni neotettoniche nei Fogli 151 "Alatri" e 152 "Sora"*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica. Pubblicazione n. 506, 37-51.
- Di Fraia T. (1970) - *Tracce di uno stanziamento neolitico all'aperto presso Paterno (L'Aquila)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **7**, 289-307.
- Di Girolamo, Ghiara M.R., Lirer L., Munno R., Rolandi G. e Stanzone D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 349-413.
- Dramis F. (1983) - *Il Pleistocene superiore in Italia. Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**, 180-182.
- Ente per la Valorizzazione del Fucino (1954) - *Studio geofisico del comprensorio del Fucino*. 19 pp, Avezzano.
- Federici P.B. (1979) - *Una ipotesi di cronologia glaciale Würmiana, tardo e post-Würmiana nell'Appennino Centrale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **2**, 196-202.
- Ferry S. et De Beaulieu J.L. (1986) - *L'enregistrement sédimentaire des fluctuations climatiques plurimillénaires. Examen d'un cas et perspectives d'avenir*. Bull. Ass. Franc. Et. Quat., **1-2**, 26-27.
- Follieri M., Magri D. and Sadori L. (1986) - *Late Pleistocene Zelkova extinction in Central Italy* - New Phytol., **103**, 269-273.
- Frezzotti M. e Giraudi C. (1986) - *Indagine sulla piana del Fucino (Abruzzo) mediante l'utilizzo di immagini LANDSAT*. Prestampe Atti 73° Congresso Soc. Geol. It., 359-362.

- Funiciello R., Parotto M. e Praturlon A. (1981) - *Carta tettonica d'Italia a scala 1:1.000.000*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl. n. 269.
- Giraudi C. (1986a) - *Faglie ad attività olocenica nella piana del Fucino (Abruzzo)*. Prestampe Atti 73^o Congresso Soc. Geol. It., 363-366.
- Giraudi C. (1986b) - *Indagini geomorfologiche sull'area della Conca di Amplero (margine sudorientale della piana del Fucino-Abruzzo)*. Prestampe Atti 73^o Congresso Soc. Geol. It., 367-370.
- Giraudi C. (1986c) - *Inversione pleistocenica del drenaggio in alta Val Roveto (Abruzzo sudoccidentale)*. Prestampe Atti 73^o Congresso Soc. Geol. It., 371-374.
- Giraudi C. (in stampa) - *Lake levels and climate in the last 30,000 years in the Fucino area (Abruzzo - Central Italy)*. *Phanerozoic record of lacustrine basins and their environmental signals*. Special Issue of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, M.R. Talbot and K. Kelts Editors.
- Grifoni Cremonesi R. (1973) - *Prime ricerche nel villaggio dell'Età del Bronzo di Collelongo, nel Fucino*. Riv. Sci. Preist., **28(2)**, 495-524.
- Grifoni Cremonesi R. (1985) - *Nuovi dati sul Mesolitico e sul Neolitico nella Piana del Fucino*. Studi di Paleontologia in onore di S. Puglisi, a cura di M. Liverani, A. Palmieri, R. Peroni. 717-729, Roma.
- Grifoni R e Radmilli A.M. (1964) - *La grotta Maritza ed il Fucino prima dell'Età Romana*. Riv. Sci. Preist., **19**, 1-75.
- Grifoni Cremonesi R. e Mallegni M. (1978) - *Testimonianze di un culto ad incenerazione nel livello a ceramica impressa della grotta riparo Continenza di Trasacco (L'Aquila) e studio dei resti umani cremati*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., serie A, **85**, 253-279.
- Irti U. (1980) - *La presenza dell'uomo*. In: Ciancusi V., Irti U., Grossi G., *Profili di Archeologia Marsicana*. 185 pp. Rotary Club, Avezzano.
- Irti U. (1981) - *Testimonianze dell'Età del Bronzo ad Ortuocchio (Fucino)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **88**, 261-286.
- Irti U. (1982) - *Prime testimonianze di un insediamento dell'Età del Bronzo a Venere (Fucino)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **89**, 163-172.
- Irti U. (1984) - *Nuovi insediamenti protovillanoviani nel Fucino: Cerchio e Celano*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **91**, 335-347.
- Irti U. e Grossi G. (1983) - *Un villaggio del Bronzo Finale a Luco dei Marsi (Fucino-L'Aquila)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **90**, 335-349.
- Keller E.A. (1986) - *Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Process*. In: Studies in Geophysics - Active Tectonics. 135-147, National Academy Press, Washington D.C.
- Kutzbach J.E. & Guetter P.J. (1986) - *The influence of changing orbital parameters and surface boundary simulations for the past 18000 years*. J. Atmos. Sci., **43**, 1726-1759.
- Leonard E.M. (1986) - *Use of lacustrine sedimentary sequence as indicators of Holocene glacial history. Banff National Park, Alberta, Canada*. Quaternary Research, **26**, 218-231.
- Magri D. (1983) - *Palinologia di sedimenti lacustri tardiglaciali e postglaciali della Piana del Fucino*. Tesi inedita, Roma.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C. and Shackleton N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy*. Quaternary Research, **27**, 1-29.
- Michetti A. (1986) - *Studio dell'evoluzione geologica plio-quadernaria del settore nord-occidentale del bacino del Fucino al fine di individuare parametri geologici per la valutazione della sismicità*. Tesi inedita, Roma.
- Mostardini F. e Merlini S. (1986) - *Appennino Centro-Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. 73^o Congresso Soc. Geol. It., Roma, Centro stampa AGIP.
- Oddone E. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Sism. It., **19**, 3-4.
- Nijman W. (1971) - *Tectonics of the Velino Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. K. Ned. Akad. Wet. Proc. B., **74**, 156-184.
- Orombelli G. (1983) - *Il Pleistocene superiore in Italia: i depositi glaciali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**, 178-180.
- Porter S.C. (1986) - *Pattern and forcing of northern hemisphere glacier variations during the last millennium*. Quaternary Research, **26**, 27-48.
- Praturlon A. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia a scala 1 : 100.000, F. 152 Sora*. Servizio Geologico d'Italia.
- Radi G. (1982) - *L'industria bertoniana del Riparo di Venere (L'Aquila)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **89**, 189-207.
- Radmilli A.M. (1956a) - *Il Paleolitico superiore nella grotta Clemente Tronci a Venere dei Marsi, territorio del Fucino*. Boll. Soc. Geol. It., **75**, 94-117.
- Radmilli A.M. (1956b) - *Preistoria e protostoria marsicana: gli scavi nella grotta "di Ciccio Felice"*. Riv. Sci. Preist., **11(1-4)**, 31-52.
- Radmilli A.M. (1957) - *Esplorazioni paleontologiche in Abruzzo: scavi nelle grotte di Ciccio Felice, Clemente Tronci, Afra e in altre grotte marsicane*. Boll. Paleont. Ital., Serie 11, **66**, 239-247.
- Radmilli A.M. (1963) - *Il Paleolitico superiore nel Riparo Maurizio. Contributo per una datazione del detrito di falda nel Fucino*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie A, **70(2)**, 220-243.

- Radmilli A.M. (1968) - *La situazione degli studi paleontologici in Abruzzo*. Atti 2° Convegno Nazionale della Cultura Abruzzese. Estratto dalla rivista: Abruzzo Anno VI, n. 1.
- Radmilli A.M. (1977) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'Età del Bronzo*. 455 pp., Giardini Ed., Pisa.
- Raffy J. (1970) - *Etude géomorphologique du bassin d'Avezzano (Italie Centrale)*. Méditerranée, **1**, 3-18.
- Raffy J. (1979) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin central: étude géomorphologique*. Thèse inédite, 705 pp.
- Raffy J. (1981-82) - *Orogenèse et dislocations quaternaires du versant tyrrhénien des Abruzzes (Italie Centrale)*. Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phis., **23**, 371-387.
- Sadori L. (1983) - *Palinologia delle ultime oscillazioni glaciali nella Piana del Fucino*. Tesi inedita, Roma.
- Sala B. (1983) - *Variations climatiques et séquences chronologiques sur la base des variations des associations fauniques à grands mammifères*. Riv. Sci. Preist., **38(1-2)**, 161-180.
- Serva L. (1986) - *Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13-1-1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture*. Prestampe Atti 73° Congresso Soc. Geol. It., 387-490.
- Servizio Geologico d'Italia - Carte Geologiche d'Italia a scala 1:100.000: F. 145 "Avezzano", I ed. 1934; F. 146 "Sulmona", I ed. 1942; F. 151 "Alatri", I ed. 1939; F. 152 "Sora", I ed. 1928, II ed. 1967.
- Shackleton N.J. and Opdike N.D. (1973) - *Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperature and Ice Volumes on a 100,000 Year and 1,000,000 Year Scale*. Quaternary Research, **3**, 39-55.
- Stommel H. e Stommel E. (1983) - *L'anno senza estate*. Le Scienze: Quaderni: *I Vulcani*. 65-71, Milano.
- Wallace R.E. (1977) - *Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada*. Geol. Soc. of Am. Bull., **88**, 1267-1281.
- Wallace R.E. (1980) - *Discussion-Nomograms for estimating components of fault displacement from measured height of fault scarp*. Bull. Ass. Engineering Geologist, **XVII(1)**, 39-45.
- Zarlenga F. (1986) - *Studio dei terreni continentali del bacino del Fucino (L'Aquila)*. Rapporto inedito. ENEA, Roma.

Accettato per la stampa il 29.10.1988