

LUDOVICO BRANCACCIO (*), MARIA GIOVANNA FIUME (**), MARINO GRIMALDI (**),
ANTONIO RAPOLLA (**) & PAOLA ROMANO (*)

ANALISI GRAVIMETRICA E GEOMORFOLOGICA DELLA VALLE DEL TORRENTE SOLOFRANA (CAMPANIA) E CONSIDERAZIONI SULLA SUA EVOLUZIONE QUATERNARIA

ABSTRACT: BRANCACCIO L., FIUME M.G., GRIMALDI M., RAPOLLA A. & ROMANO P., *Gravity and geomorphological analysis of the Solofrana Stream Valley (Campania) and considerations on its quaternary evolution* (IT ISSN 0391-9838, 1994).

In the Solofrana River lower valley a detailed gravimetric survey along three profiles was carried out. The gravimetric survey was integrated with the geomorphological analysis of the whole drainage basin and with the stratigraphic analysis of wells scattered in the alluvial plain of the Solofrana river.

The gravimetric data, interpreted with 2 1/2 D modelling, have shown a shallow carbonatic substratum (200 ÷ 400 m b.s.l.) with 2.5 g/cm³ density, overlaid by alluvial and lacustrine deposits interbedded with volcanoclastic rocks with 1.9 g/cm³ density. The carbonatic basin morphology reveals a multicyclic valley modelled during several phases of fluvial downcutting.

By integrating these results with the geomorphological and stratigraphic analysis, the main phases of the Quaternary geomorphological evolution of the study area have been outlined. In particular, it has been pointed out that an initial period of uplift was followed by subsidence, the latter leading to overflowing and burial of fluvial and karstic morphologies.

The study has shown that following a period of base level stability that allowed the development of a landscape characterized by low relief, valley deepening due to uplift of the overall catchment area took place during the Lower Pleistocene. The uplift was not continuous since both the multicyclic origin of the buried valley and the existence of at least two orders of strath terraces along the slopes testify that phases of downcutting and of base level stability alterned.

After the Lower Pleistocene, a major change in the tectonic behaviour of the whole area took place. During the Middle and Upper Pleistocene the area underwent subsidence and valley filling. The filling (whose thickness is at least 150 m) was carried out first by lacustrine sedimentation, and then by volcanoclastic and fluvial aggradation. The depth of the buried thalweg (down to 400 m below sea level) is much higher than the glacioeustatic sea level low stands occurred during the «glacial» Pleistocene so that a strong subsidence (at least 280 m) is required in order to justify the present position of the valley floor.

KEY WORDS: Gravity, Geomorphology, Quaternary Evolution, Solofrana Valley, Southern Italy.

RIASSUNTO: BRANCACCIO L., FIUME M.G., GRIMALDI M., RAPOLLA A. & ROMANO P., *Analisi gravimetrica e geomorfologica della valle del torrente Solofrana (Campania) e considerazioni sulla sua evoluzione quaternaria* (IT ISSN 0391-9838, 1994).

Nell'area della bassa valle del Torrente Solofrana è stato condotto un rilevamento gravimetrico di dettaglio lungo profili opportunamente scelti. A questo è stata affiancata un'analisi geomorfologica estesa all'intero bacino idrografico del Solofrana e lo studio stratigrafico dei depositi quaternari attraverso l'analisi di sondaggi esistenti.

I dati gravimetrici interpretati mediante modelli 2 1/2 D hanno messo in rilievo un substrato carbonatico a bassa profondità (200 ÷ 400 m s.l.m.) con densità 2,5 g/cm³, sormontato da una formazione detritico-vulcanica con densità 1,9 g/cm³. La morfologia del substrato carbonatico sepolto ricalca l'andamento di una struttura valliva policiclica, sviluppatasi a seguito di varie fasi di approfondimento erosionale. Questi risultati, insieme alle informazioni scaturite dalle stratigrafie e dall'analisi geomorfologica, hanno permesso di ricostruire le principali fasi evolutive che hanno interessato l'area suddetta durante il Quaternario.

La policiclicità della valle fluviale sepolta e i diversi ordini di superfici di erosione riscontrabili in superficie lungo i versanti evidenziano che l'approfondimento del reticolo idrografico va correlato a fasi episodiche di sollevamento dell'intera area alternate a momenti di stabilità relativa del livello di base, cronologicamente riferibili al Pleistocene inferiore. Le profondità massime a cui attualmente si rinviene il *thalweg* sepolto (circa -400 m s.l.m.) risultano di gran lunga superiori ai minimi glacioeustatici raggiunti dal livello del mare durante il Pleistocene medio-superiore (-120 m s.l.m.) e indicano, quindi, una dissezione avvenuta rispetto ad un livello di base più basso di quello odierno, ma in un'epoca in cui l'area si trovava a quote più elevate dell'attuale. Il comportamento tettonico dell'area appare così caratterizzato da una inversione di tendenza: alle fasi infrapleistoceniche di sollevamento devono essere seguiti, durante il Pleistocene medio-superiore dei sensibili movimenti verticali di subsidenza, responsabili sia delle attuali profondità a cui si rinvengono le forme di erosione fluviale modellatesi nelle serie carbonatiche di substrato che del forte sovralluvionamento delle stesse, evidenziato da almeno 150 metri di successione fluvio-lacustre e piroclastica di colmamento.

TERMINI CHIAVE: Gravimetria, Geomorfologia, Evoluzione Quaternaria, Valle del Solofrana, Italia Meridionale.

INTRODUZIONE

La bassa Valle Solofrana è solcata dal tratto terminale del torrente omonimo, che si sviluppa complessivamente

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Largo S. Marcellino, 10, Napoli.
(**) Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia, Largo S. Marcellino, 10, Napoli.
Ricerca finanziata con il contributo Murst 40% (Resp. A. Rapolla).

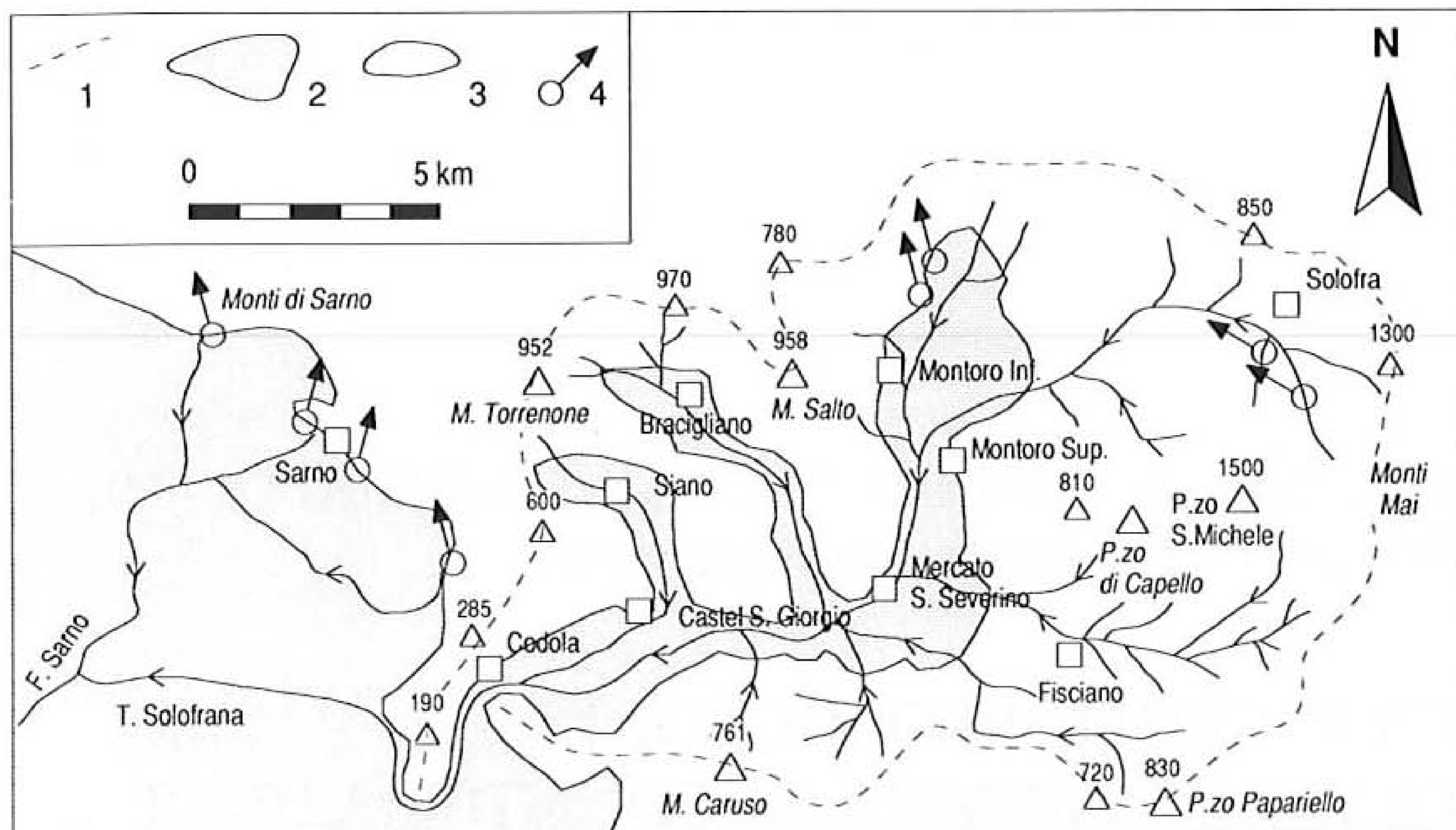


FIG. 1 - Bacino idrografico del Torrente Solofrana: 1) Spartiacque, 2) Piane alluvionali, 3) Aree collinari e montuose, 4) Sorgenti principali.

FIG. 1 - Solofrana River drainage basin: 1) Watershed, 2) Alluvial plains, 3) Hills and mountains, 4) Main springs.

per una lunghezza di circa 30 km. L'intera valle del Solofrana si articola in segmenti diversamente orientati (fig. 1). A partire dal suo bacino imbrifero impostato sul versante occidentale dei Monti Mai (Pizzo S. Michele) si attraversa un primo tratto in cui il deflusso è diretto verso ovest; il corso d'acqua si immette poi nella piana di Montoro deviando verso sud, ed infine riprende a defluire verso ovest nel tratto in esame, drenando da Settentrione le piane di Bracigliano e Siano. Il recapito finale del torrente è la piana costiera del Fiume Sarno, di cui il Solofrana rappresenta il principale tributario in sinistra orografica. Il passaggio a questa diversa unità morfologica si verifica in maniera brusca, e si identifica nell'area della stretta di Codola dove il torrente si incastra nelle ultime propaggini dell'area montuosa. In corrispondenza della stretta si chiude il suo bacino idrografico.

Il settore in esame rappresenta la porzione meridionale del margine interno della Piana Campana (fig. 2), l'ampia depressione costiera formata dalla coalescenza della citata pianura del Fiume Sarno con quella più Settentrionale del Fiume Volturno. Gli edifici vulcanici Quaternari del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei rappresentano l'elemento fisiografico di separazione fra queste due pianure costiere che appartengono ad un unico dominio di basso strutturale, subsidente durante il Quaternario (BRANCACCIO & *alii*, 1994). Viceversa, i suoi bordi hanno registrato, nel medesimo intervallo temporale, fasi di sollevamento, fra le cui testimonianze è da ricordare lo sganciamento rispetto agli attuali livelli di base dei lembi della Paleosuperficie *Auct.* (APRILE & *alii*, 1979; BRANCACCIO & CINQUE, 1988), sospesi a diverse quote o in posizione apicale sui rilievi.

La genesi del reticolo idrografico del torrente Solofrana va messa in relazione a queste fasi di sollevamento, in concomitanza delle quali esso si è andato delineando ed approfondendo. Un'analisi delle attuali morfologie vallive nelle quali esso si sviluppa consente però di evidenziarne alcune peculiarità che portano a riflettere sulla sua evoluzione nel tempo e sulle cause del suo assetto definitivo. L'asse vallivo principale, così come i suoi tributari settentrionali (piane di Bracigliano e Siano), mostrano un profilo ampio e caratterizzato da un fondo piatto ed attualmente alluvionato;

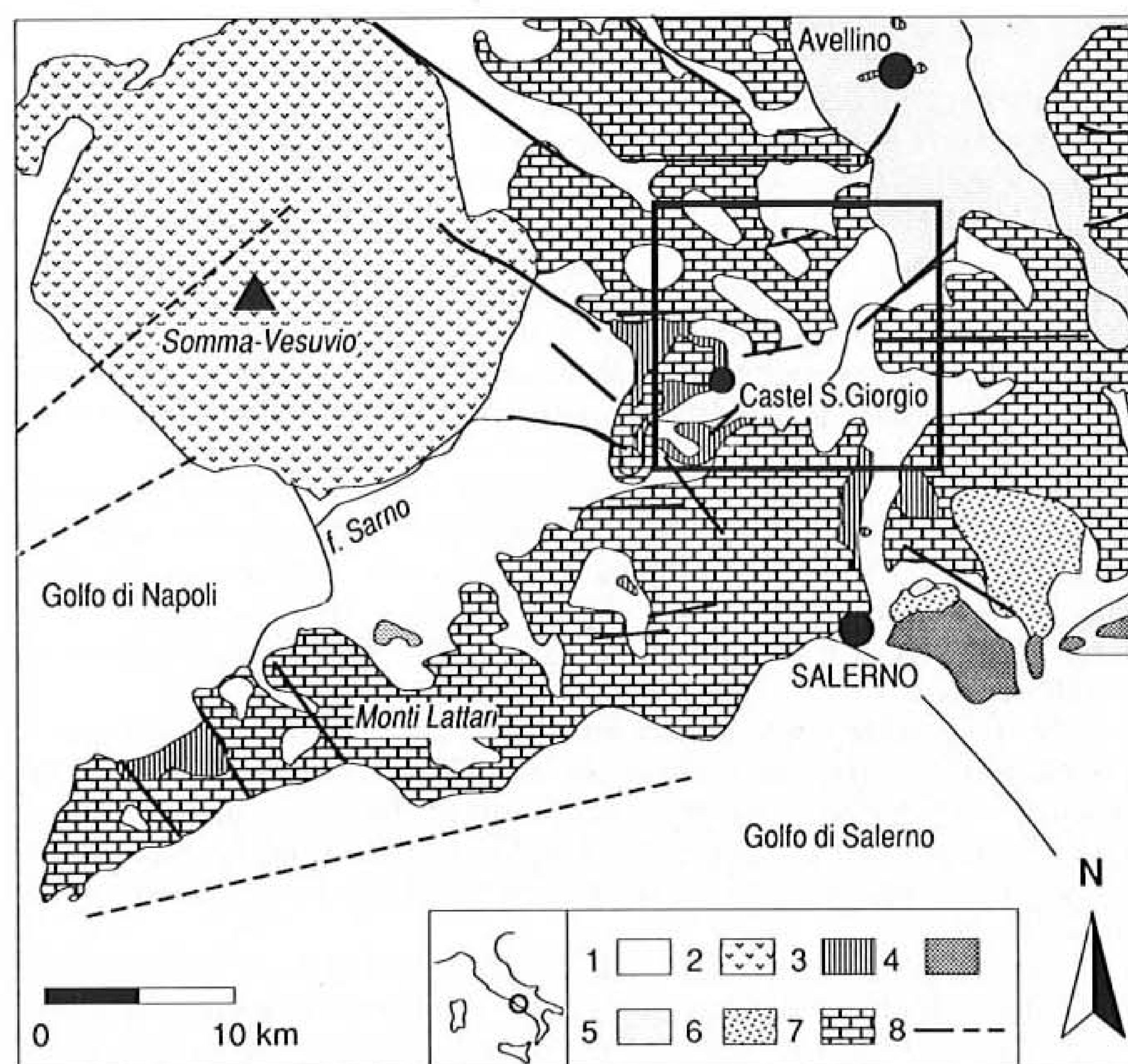


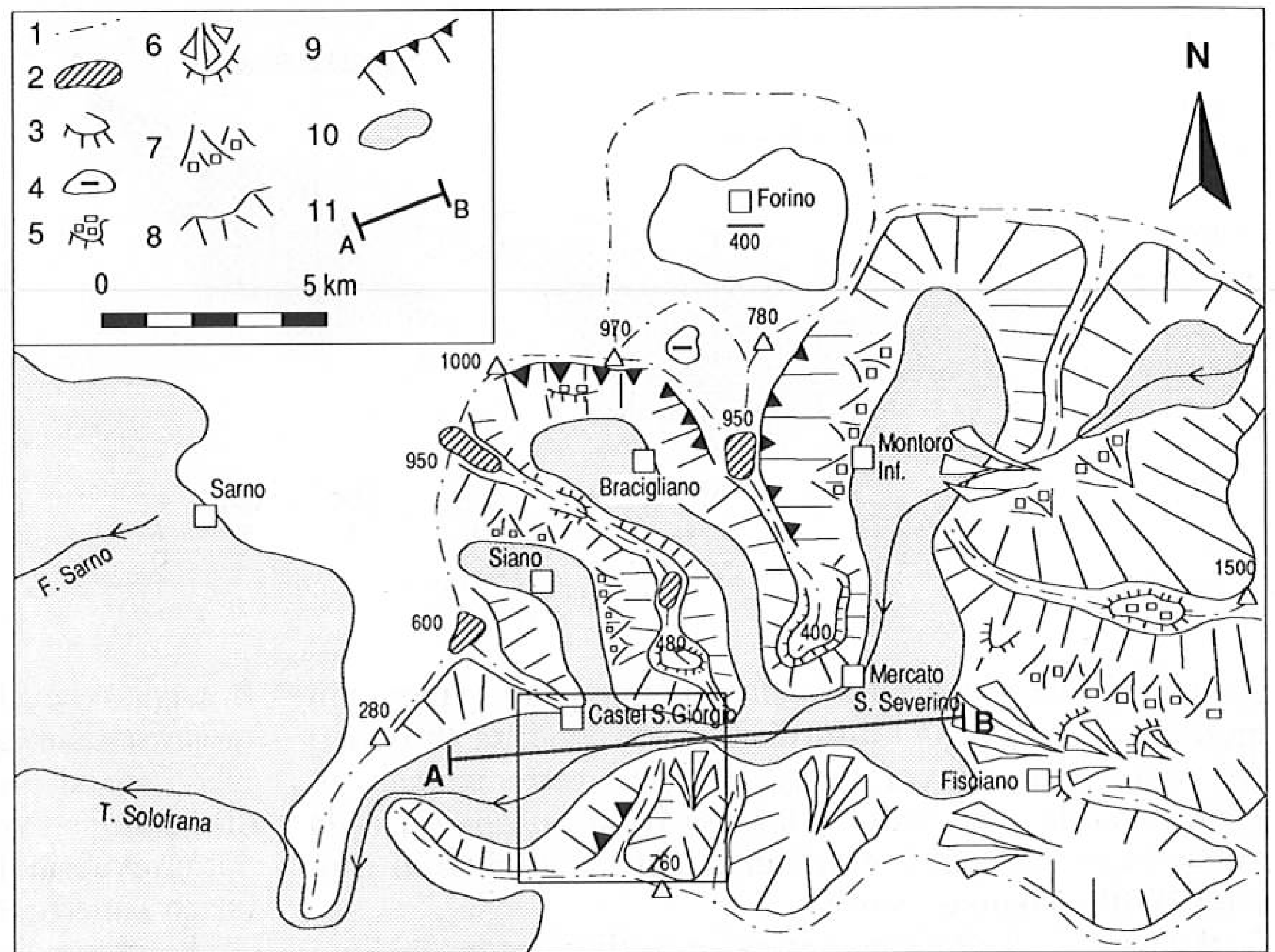
FIG. 2 - Schema geologico strutturale della Campania centro-occidentale. Il riquadro denota l'area delle figg. 1 e 3. 1) Alluvioni e piroclastiti rimaneggiate (Quaternario), 2) Lave e piroclastiti (Quaternario), 3) Ignimbrite campana (42.000 ÷ 25.000 y. B. P.), 4) Unità di Altavilla e Villamaina (Pliocene Inferiore-Tortoniano Superiore), 5) Unità Irpine (Tortoniano Inferiore-Serravalliano), 6) Unità Sicilidi (Miocene Inferiore-Cretacico), 7) Unità Monti Picentini-Taburno (Trias Superiore-Cretacico Superiore), 8) Faglie (da: Bonardi & *alii*, 1988, sempl.).

FIG. 2 - Geological structural sketch map of Central-Western Campania. The square indicates the area of figs. 1 and 3. 1) Alluvial and pyroclastic deposits (Quaternary), 2) Lavas and pyroclasts deposits (Quaternary), 3) Campanian Ignimbrite (42.000 ÷ 25.000 y. B. P.), 4) Altavilla and Villamaina Unit (Lower Pliocene-Upper Tortonian), 5) Irpinia Units (Lower Tortonian-Serravallian), 6) Sicilides Units (Lower Miocene-Cretaceous), 7) Mounts Picentini-Taburno Unit (Upper Trias-Upper Cretaceous), 8) Faults (from: Bonardi & *alii*, 1988, simpl.).

i rilievi che separano e bordano le valli hanno un generale aspetto coniforme e risultano «annegati» nelle alluvioni che occupano i fondovalle, larghi e pianeggianti. Un altro aspet-

FIG. 3 - Schema geomorfologico del bacino idrografico del Torrente Solofrana. Il riquadro indica l'area di fig. 5: 1) Spartiacque, 2) Lembi di Paleosuperficie, 3) Terrazzi di erosione, 4) Polje, 5) Falde detritiche sospese, 6) Conoidi di deiezione, 7) Falde detritiche, 8) Versanti fluvio-denudazionali, 9) Versanti di faglia, 10) Piane alluvionali, 11) Traccia della sezione di fig. 4.

FIG. 3 - Geomorphological sketch of Solofrana River drainage basin: The square indicates the area of fig. 5: 1) Watershed, 2) Hanging erosional surfaces, 3) Strath terraces, 4) Polje, 5) Hanging detrital cones, 6) Alluvial fans, 7) Detrital cones, 8) Fluvio-denudational slopes, 9) Fault scarps, 10) Alluvial plains, 11) Cross section of fig. 4.



to di rilievo è la modesta altitudine delle piane alluvionali (fra i 70 ed i 180 metri s.l.m.) che le configura come una sorta di digitazione intermontana, ovvero di naturale prosecuzione del dominio alluvionale della adiacente pianura del Fiume Sarno. Questa «morfologia da annegamento» appare, peraltro, anomala se confrontata con i profili tipicamente a V dei principali assi vallivi limitrofi (es. valli dei fiumi Irno e Picentino, localizzate poco a sud), condizionati da una tendenza all'approfondimento. L'insieme degli aspetti su esposti contiene chiari indizi di movimenti verticali di subsidenza, e apre dunque una problematica che va affrontata ed approfondita con la conoscenza, diretta o indiretta, delle successioni che riempiono i bassi morfologici e della morfologia del substrato da esse sepolto.

GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

L'area montuosa che attiene al bacino idrografico del Solofrana è impostata sui terreni della serie mesozoica dell'unità Monti Picentini-Taburno (BONARDI & *alii*, 1988) derivata dalla deformazione tettonica di un dominio paleogeografico di piattaforma carbonatica (fig. 2). Il settore meridionale dell'area (M. Mai, P.zo Papariello e M. Caruso) rappresenta un alto strutturale: in esso vi affiorano i termini triassici, prevalentemente dolomitici, della serie mesozoica, mentre i più recenti termini cretaci (essenzialmente calcarei) affiorano nel settore settentrionale (P.zo S. Michele, M. Salto e Monti di Sarno).

Di particolare diffusione ed importanza nell'area sono le formazioni superficiali. Le falde dei rilievi, ripiani orografici e piccole conche intramontane presenti su di essi a varie quote e i versanti stessi sono localmente coperti da spessori variabili di piroclastiti tardo Quaternarie, alla cui base spesso si rinvengono banchi dell'Ignimbrite Campana

del Pleistocene Superiore (42.000 ÷ 25.000 y. B. P., BARBERI & *alii*, 1978; SCANDONE & *alii*, 1991). Fra i prodotti piroclastici più recenti rinvenuti nell'area salernitana, e provenienti dal Somma-Vesuvio, è nota la Formazione di Codola, datata 25.000 y. B. P. (ALESSIO & *alii*, 1974), la cui sezione tipo affiora nei pressi dell'omonima stazione, in destra orografica della bassa valle del Solofrana.

Sporadiche fasce di detriti di versante recenti raccordano i rilievi agli attuali fondovalle. In alcune località si rinvengono brecce di versante più antiche, sospese rispetto agli attuali livelli di base. Esse affiorano sul bordo meridionale di M. Pizzone, che delimita a nord la piana di Bracigliano, a mezza costa lungo il versante calcareo, e sulla cima del P.zo di Capello, presso Fisciano, dove un antico *talus* detritico, ben cementato e clinostratificato, affiora in posizione sommitale, a testimonianza di un rilievo alimentante la falda quasi del tutto arretrato. Lungo il bordo meridionale del basso corso del Torrente Solofrana sono invece concentrate numerose conoidi di deiezione di cui le principali sono localizzate nell'area di Fisciano. Qui si riconoscono almeno tre generazioni di depositi clastici, cui fanno riscontro tre ordini di terrazzi di conoide chiaramente incastrati e differenze nella natura dei clasti ascrivibili alle diverse fasi di deiezione (fig. 3). L'interposizione dell'Ignimbrite Campana fra le due più antiche generazioni di conoidi (la prima a clasti esclusivamente carbonatici, la seconda contenente fra l'altro clasti di Ignimbrite, nella facies di Tufo grigio) consente di collocare le fasi di deiezione fra l'alto Pleistocene Medio ed il Pleistocene Superiore finale, e forse sino all'Olocene. L'abbondanza di depositi clastici da gravità e da trasporto idrico lungo tutto il versante Meridionale della bassa valle, da Fisciano a Castel S. Giorgio, rispetto agli esigui lembi di detriti di falda ed alla quasi totale assenza di conoidi nel settore Settentrionale del bacino idrografico, è senz'altro da mettere in relazione alla natura della roccia madre. Le serie dolomitiche triassi-

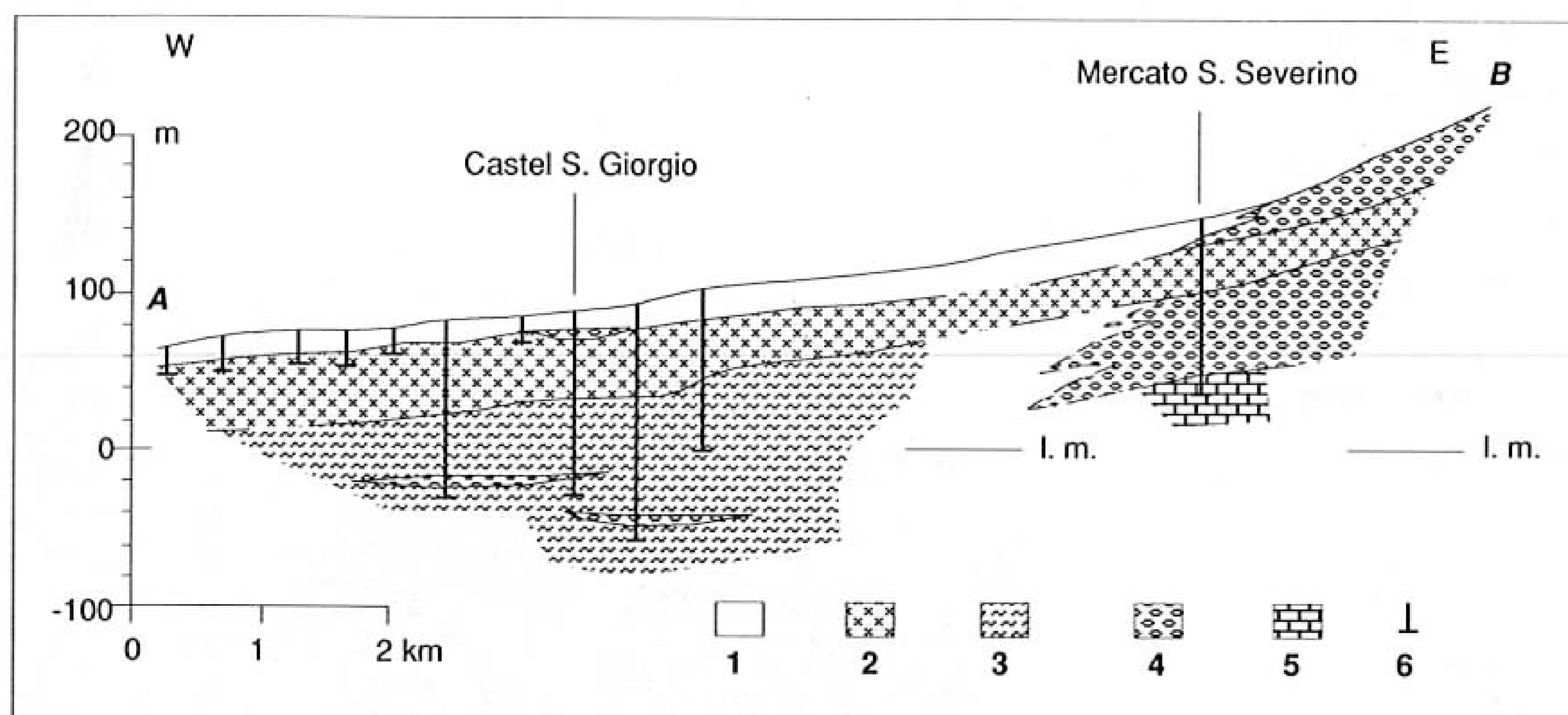


FIG. 4 - Sezione geologica lungo il profilo A-B di fig. 3: 1) Piroclastiti alterate, sabbie e limi, 2) Ignimbrite Campana, 3) Argille, 4) Ghiaie, 5) Calcari mesozoici, 6) Sondaggi.

FIG. 4 - Geological cross section along the profile A-B of fig. 3: 1) Altered pyroclasts, sands and silts, 2) Campanian Ignimbrite, 3) Clays, 4) Gravels, 5) Mesozoic limestones, 6) Wells.

che ed infra-liassiche sulle quali sono impostati i rilievi più meridionali producono difatti maggiori quantità di detriti dei calcari giurassico-cretacici dei rilievi settentrionali, in ragione sia del loro stato di intensa fratturazione sia della loro minore solubilità, e quindi minore attitudine ai processi di dissoluzione carsica.

I depositi di versante sospesi e le diverse generazioni di conoidi testimoniano una polifasicità dell'evoluzione del paesaggio, e quindi diversi stadi di approfondimento della rete idrografica. L'analisi morfologica dei versanti evidenzia, inoltre, numerosi raccordi concavi in roccia che ne interrompono il profilo trasversale e che hanno un analogo significato morfoevolutivo (fig. 3).

In sostanza, i principali eventi morfoevolutivi registrati dal paesaggio sono riassumibili come segue. Durante un primo stadio evolutivo, caratterizzato da una scarsa frammentarietà altimetrica e da basse altitudini medie s.l.m., si è modellato un paesaggio maturo che attualmente si rinvie in posizione apicale sui rilievi a quote comprese fra 1100 e 600 metri s.l.m., ed è ascrivibile ai già segnalati lembi di Paleosuperficie (APRILE & *alii*, 1979) modellatisi durante il Pliocene-Pleistocene Inferiore. I relitti di questo paesaggio risultano meglio conservati sui rilievi impostati nei termini calcarei di età cretatica dell'unità carbonatica più che su quelli di natura dolomitica. Difatti questi ultimi si presentano spesso intensamente fratturati e talora con aspetto farinoso, presentando complessivamente un minore grado di conservatività morfologica rispetto ai più «resistenti» termini calcarei. A questa prima fase, in connessione a sollevamenti, è seguita la genesi del reticolo idrografico, che potrebbe anche avere ripreso, in parte, linee di deflusso preesistenti ma di gradiente longitudinale più basso. Il reticolo si è andato approfondendo in maniera discontinua nel tempo, interrotto da pause durante le quali si sono modellate le morfologie erosionali (terrazzi orografici) e deposizionali (detriti di falda e conoidi di deiezione) ora sospesi a diverse quote. Non sembra che la tettonica, ovvero i sollevamenti, abbiano esercitato un forte controllo attivo nel modellamento dei versanti, i quali risultano di tipo strutturale solo in pochi casi (es. i versanti di faglia a monte di Montoro Inferiore e a nord di Bracigliano, fig. 3). Piuttosto sembra che il sollevamento dell'area sia stato generalizzato, e quindi i versanti risultanti sono per lo più di origine fluvio-denudazionale. L'andamento planimetrico dei bordi delle colline che delimitano le piane di Montoro,

Bracigliano e Siano è marcatamente sinuoso; questa caratteristica sembra ascrivibile ad un rimodellamento carsico esercitato al piede dei rilievi che ha arretrato in maniera disuniforme i versanti, e che si è probabilmente sviluppato durante periodi di endoreicità, e comunque di deflusso idrico superficiale limitato.

Le depressioni che separano i rilievi (piane di Montoro, Bracigliano, Siano e bassa valle del Solofrana) sono colmate da depositi pelitici, vulcanoclastici e subordinatamente ghiaiosi. Lo studio di questi riempimenti è stato affrontato mediante l'analisi di stratigrafie di sondaggi, raccolti presso vari enti e variamente ubicati nelle aree di pianura. Purtroppo, la discontinuità di questi dati di sottosuolo, così come la disomogeneità delle descrizioni delle stratigrafie, non consentono una ricostruzione dettagliata dei depositi di riempimento. Ciò nonostante nella parte alta delle successioni si riesce ad individuare un notevole apporto dato alla sedimentazione da parte dell'aggradazione piroclastica, in accordo con la intensa attività esplosiva tardo Quaternaria degli adiacenti vulcani (Campi Flegrei e Somma-Vesuvio). Fra i prodotti piroclastici, in particolare, è chiaramente riconoscibile nelle stratigrafie l'Ignimbrite Campana, talora presente con spessori fino ai 40 metri, e solitamente coperta da altri depositi alluvionali e piroclastici tardo-pleistocenici ed olocenici. Questi ultimi sono ascrivibili alle tipologie di superficie già descritte precedentemente (conoidi di Fisciano).

Nella parte più bassa delle stratigrafie (che solo raramente, e sempre alle falde dei rilievi, raggiungono il substrato carbonatico) dominano intervalli pelitici (limosi ed argillosi), con rare intercalazioni ghiaiose, assimilabili a facies di ambienti lacustri e palustri (fig. 4). Le profondità a cui si spingono i sondaggi raccolti non superano i 150 metri (pozzo S. Bartolomeo, in D'ERASMO, 1931), e quindi tale va considerato lo spessore minimo dei depositi di riempimento.

INDAGINE GRAVIMETRICA

Sono stati istituiti tre profili di dettaglio al fine di definire la geometria e la profondità della struttura valliva sepolta, caratterizzata, come si è detto, da forti spessori di materiali clastici come desunto anche dai numerosi pozzi

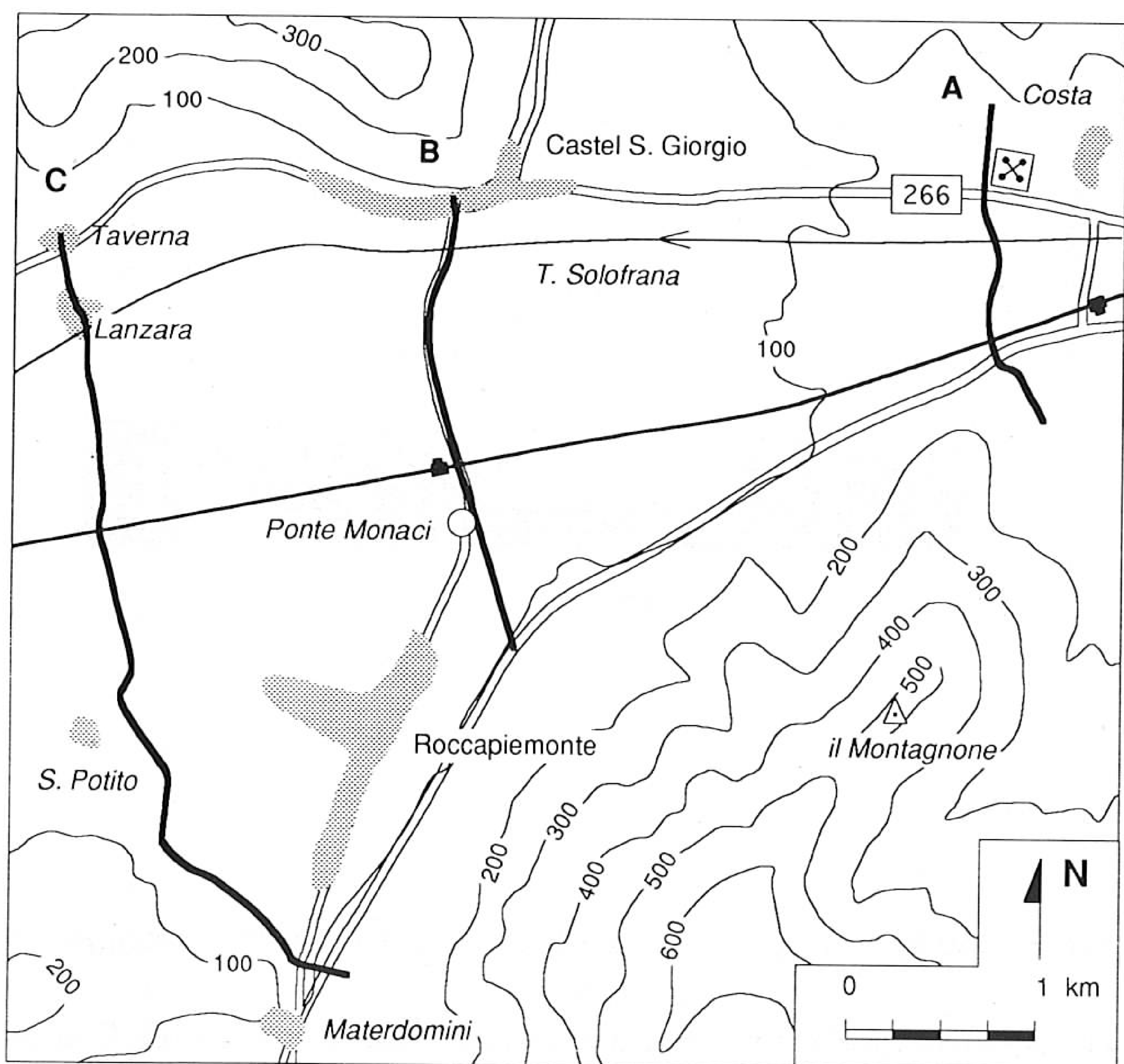


FIG. 5 - Schema topografico dell'area in esame con ubicazione dei profili gravimetrici A, B e C. Il cerchietto indica la localizzazione del pozzo di Ponte Monaci.

FIG. 5 - Topographic sketch map of the area with gravimetric profiles A, B and C. The circle indicates the site of Ponte Monaci well.

presenti nell'area. Scopo dell'indagine, quindi è stato quello di ricostruire l'andamento del basamento carbonatico.

I tre profili hanno avuto direzione nord-sud in modo da intersecare la struttura valliva in senso trasversale (fig. 5). Per la scelta dei profili si è tenuto conto sia dello sviluppo delle strade esistenti sia della localizzazione del pozzo Ponte Monaci. Infatti, quest'ultimo, a differenza degli altri, raggiungeva il basamento carbonatico e pertanto era utilizzabile durante la fase interpretativa quale punto fisso al quale vincolare il modello. Il pozzo, localizzato a nord-est dell'abitato di Roccapiemonte (fig. 5), ha infatti rivelato la presenza dell'orizzonte carbonatico ad una profondità di circa 60 m dal piano di campagna. La lunghezza dei profili è stata variabile aumentando in direzione ovest man mano che la valle si allargava. Infatti, il profilo A, il più orientale, è risultato lungo 1,6 km, mentre il profilo C, quello più occidentale, è risultato lungo poco più di 3 km.

Il profilo A, costituito da 22 stazioni, parte dal versante meridionale dei rilievi calcarei che bordano la valle a nord e dopo aver toccato il cimitero di Mercato S. Severino, attraversato la S.S. 266 e la linea ferroviaria arriva a sfiorare i contrafforti nord-orientali del Montagnone che delimitano il bordo meridionale della valle stessa. Il profilo B, formato da 11 stazioni, inizia dalla città di Castel S. Giorgio e dopo aver toccato il pozzo di Ponte Monaci arriva alla strada provinciale per Materdomini. Infine il profilo C costituito da 24 stazioni, parte dall'abitato di Taverna e dopo aver attraversato Lanzara e lambito S. Potito arriva alla strada provinciale a nord dell'abitato di Materdomini. Sono state battute quindi un totale di 57 stazioni spaziate mediamente di 100 m. Per la determinazione delle quote

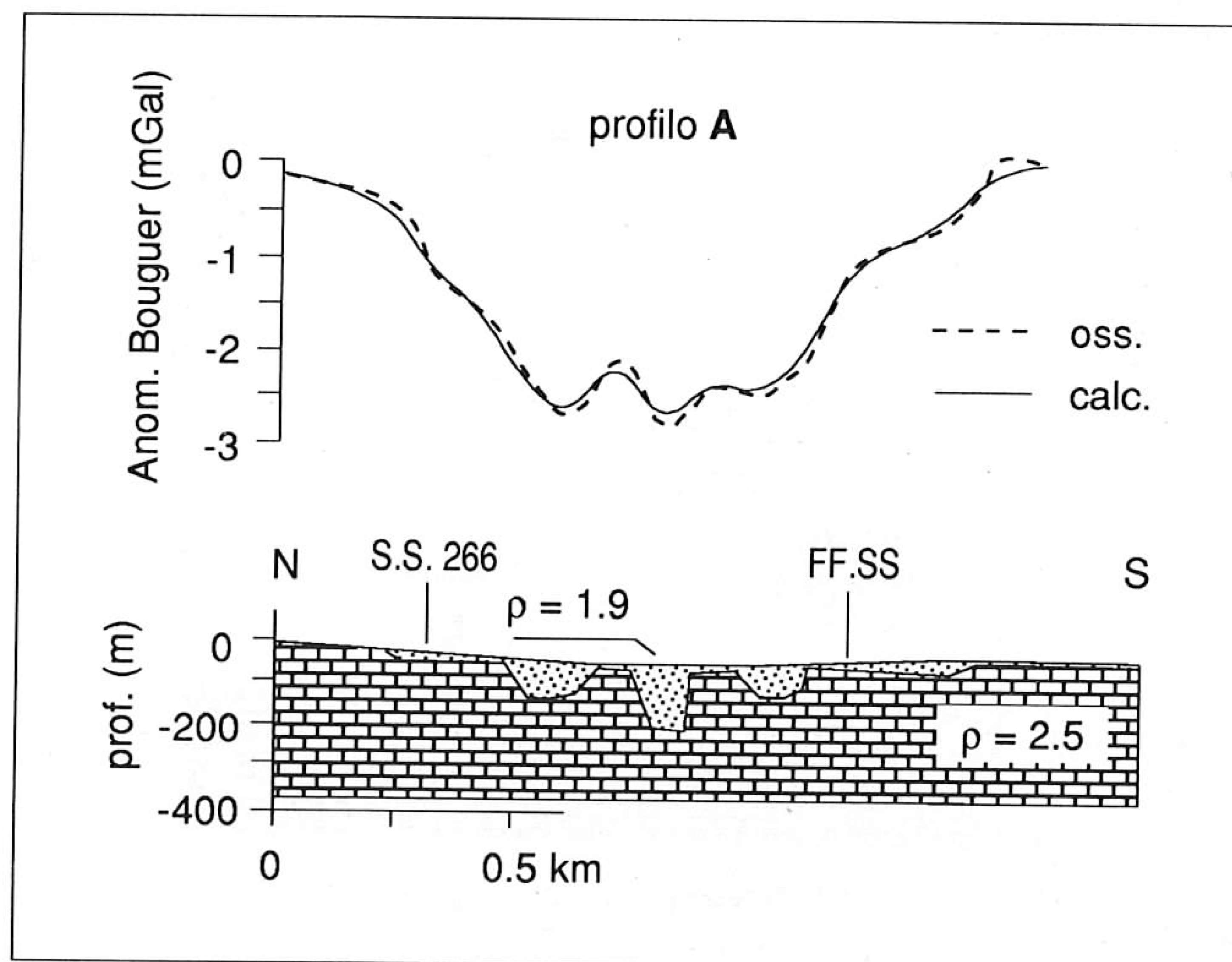


FIG. 6 - Modello interpretativo geo-strutturale del profilo A. La curva tratteggiata indica l'anomalia osservata, mentre quella continua denota l'anomalia calcolata secondo il modello sottostante. Per l'ubicazione di questo profilo come per gli altri due delle figg. 7 e 8 vedi fig. 5.

FIG. 6 - Geological structural interpretative model of the profile A. The dashed curve denotes the observed Bouguer anomaly, while the solid one indicates the calculated anomaly according to below model. For location of this profile as the others of figs. 7 and 8 see fig. 5.

si è proceduto alla realizzazione di una livellazione tacheometrica.

I dati gravimetrici, raccolti in campagna mediante il microgravimetro La Coste & Romberg mod. D-137, sono stati corretti della componente mareale e, dopo averli compensati, sono stati sottoposti alle classiche correzioni di routine. Per la correzione del Bouguer e topografica è stato utilizzato il valore di densità di $2,5 \text{ gr/cm}^3$ scelto sia sulla base delle stratigrafie delle perforazioni presenti che su considerazioni geo-strutturali riguardanti l'assetto dell'area. L'anomalia di Bouguer così ottenuta è riportata nelle figure 6, 7 e 8. Gli andamenti dell'anomalia dei tre profili indicano un'elevata coerenza mostrando un pattern identico. Essi infatti sono caratterizzati dalla presenza di un minimo ubicato nella parte mediana. È da notare che tale minimo cresce sia in ampiezza che in estensione man mano che si procede da est verso ovest raggiungendo un'ampiezza massima di circa 5 mGal lungo il profilo C a nord dell'abitato di S. Potito (fig. 8). Già una prima analisi qualitativa di tale andamento dell'anomalia, suffragata anche dalle considerazioni geomorfologiche iniziali, permette di poter associare ad essa una morfologia valliva sepolta con sviluppo in direzione est-ovest.

INTERPRETAZIONE QUANTITATIVA

Per la ricostruzione quantitativa della geometria e della profondità del basamento carbonatico lungo i suddetti profili sono stati usati programmi di calcolo per la modellizza-

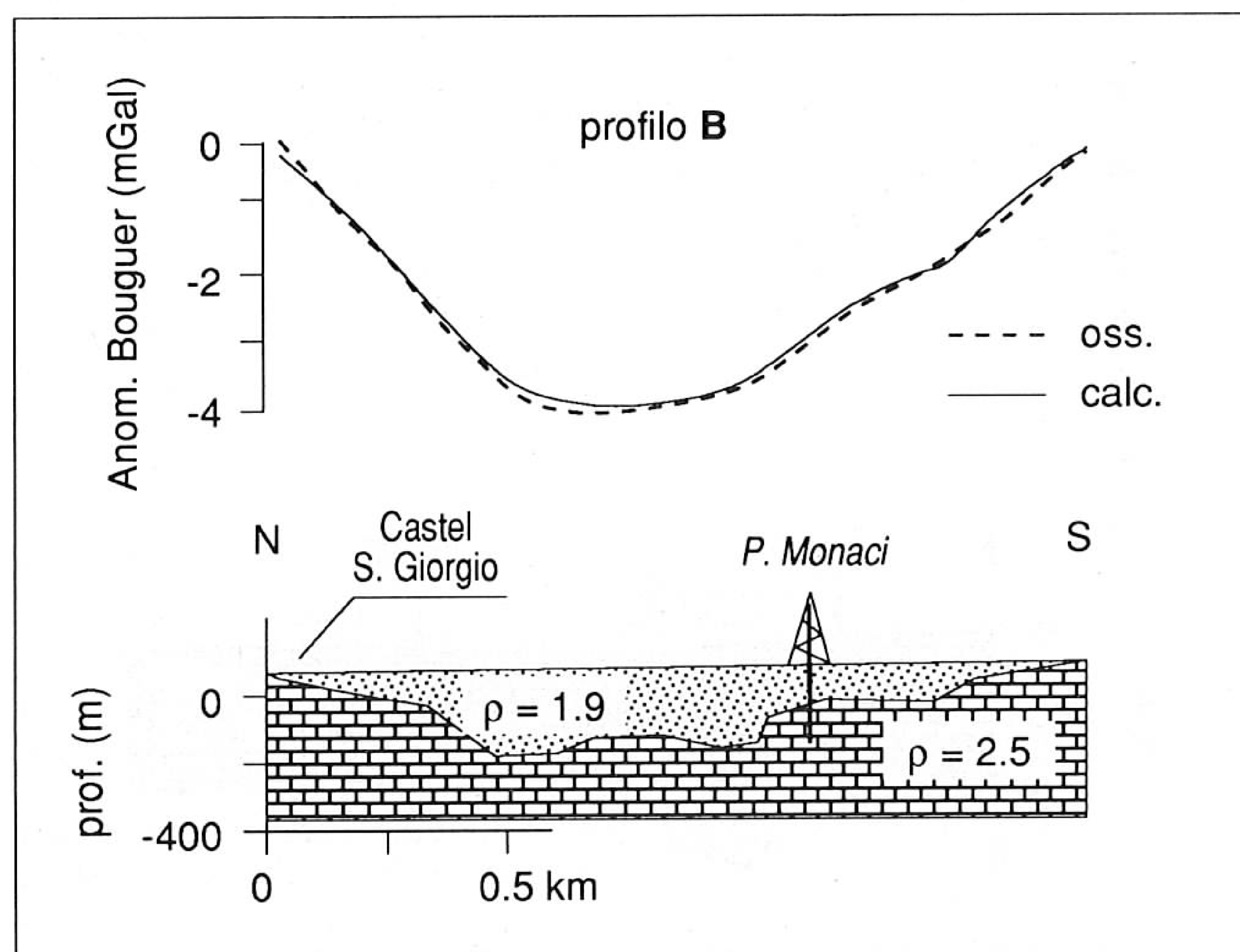


FIG. 7 - Modello interpretativo geo-strutturale del profilo B come per la fig. 6. È riportata, inoltre l'ubicazione del pozzo di Ponte Monaci.

FIG. 7 - Geological structural interpretative model of the profile B as in fig. 6. The Ponte Monaci well is shown, too.

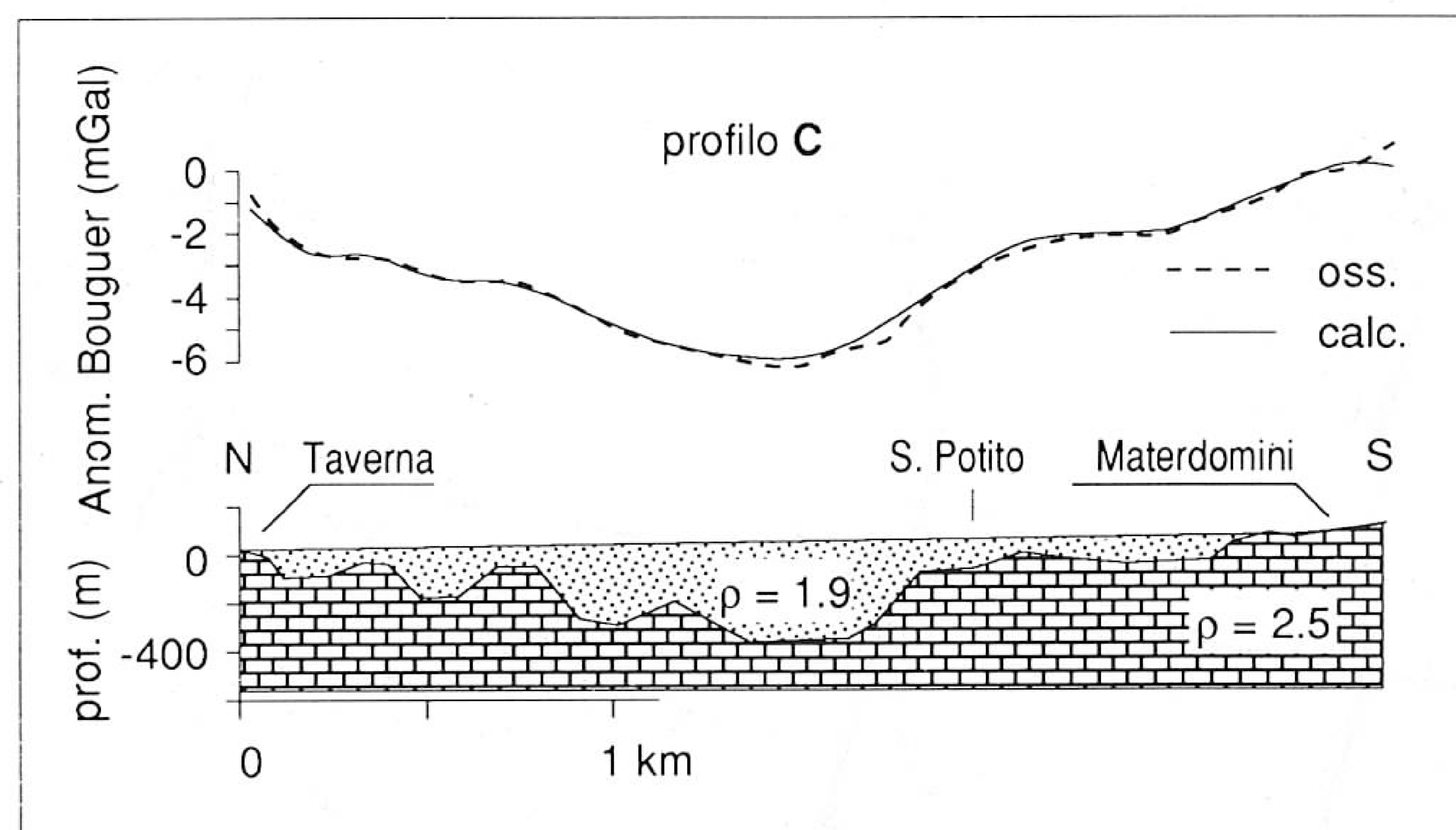


FIG. 8 - Modello interpretativo geo-strutturale del profilo C come per la fig. 6.

FIG. 8 - Geological structural interpretative model of the profile C as in fig. 6.

zione $2 \frac{1}{2} D$ delle anomalie di Bouguer basati sulla teoria di RASMUSSEN & PEDERSON (1979). I valori della semi lunghezza di strike sono stati desunti da considerazioni geo-strutturali inerenti l'estensione areale della struttura indagata. Le interpretazioni quantitative riportate nelle figure 6, 7 e 8 propongono un modello a due strati con contrasto di densità tra le due principali associazioni rocciose riconosciute e cioè rocce carbonatiche aventi densità di circa $2,5 \text{ gr/cm}^3$ ricoperte da una formazione detritico-vulcanica con densità di circa $1,9 \text{ gr/cm}^3$.

Per una scelta più precisa del contrasto di densità da utilizzare, ancora una volta la presenza di una perforazione lungo uno dei profili indagati è risultata di grande utilità; infatti considerando un modello interpretativo a due strati lungo il profilo B in cui l'orizzonte carbonatico veniva vincolato, in località Ponte Monaci, ad una profondità di 60 m dal p. c., il contrasto di densità che ha fornito il miglior fitting tra anomalia osservata e calcolata è risultato essere appunto di $0,6 \text{ gr/cm}^3$. Tale valore è stato quindi utilizzato per la modellizzazione dei tre profili.

Un esame dei modelli ottenuti fa rilevare che le profondità del basamento carbonatico delineano una chiara morfologia valliva sepolta. Lungo il profilo A la morfologia si presenta alquanto articolata ed è caratterizzata dalla presenza di una valle centrale principale con fondo a circa 200 m di profondità e di due valli laterali sospese con profondità massima poco inferiore ai 200 m (fig. 6). Il profilo B mostra invece un'unica struttura valliva bordata da due terrazzi ubicati a nord e a sud del pozzo di Monte Monaci (fig. 7). Il profilo C presenta nuovamente una morfologia più complessa, con una valle principale che conserva sui fianchi valli sospese e terrazzi in roccia (fig. 8). Le valli principali presenti nei tre profili mostrano profondità di fondovalle crescente in direzione ovest cioè in direzione della Piana Campana; la profondità massima di circa 400 m viene riscontrata lungo il profilo C nella zona a nord di S. Potito (fig. 8).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

I risultati forniti dalle analisi gravimetriche consentono di trarre interessanti indicazioni circa la causa del forte sovralluvionamento messo in luce dalla peculiare morfologia da annegamento delle valli in superficie, e parzialmente già suggerito dai forti spessori dei depositi di riempimento evidenziati dai sondaggi.

I modelli gravimetrici delle figure 6, 7 e 8 mostrano un substrato carbonatico sepolto di chiara origine erosionale subaerea. È presente in tutti e tre i profili un asse vallivo principale, sui cui fianchi sono conservate morfologie sospese assimilabili sia a forme da erosione fluviale che carsica. Le prime sono quelle che hanno un profilo a V, e vanno riconosciute come linee di deflusso abbandonate a favore di altre, scavate a quote più basse per variazioni del livello di base. Alle seconde vanno probabilmente ricondotti i ripiani orografici sospesi, modellatisi per processi di spianamento carsici o fluvio-carsici. Le quote del fondovalle principale sono comprese fra -200 e -380 metri s.l.m., degradando verso ovest in direzione dell'adiacente piana del Sarno. Queste quote indicano che il recapito dell'antica rete idrografica coincideva con quello attuale, e che i livelli di base relativi rispetto ai quali è avvenuta la dissezione del substrato sepolto erano più bassi di quelli odierni. Dato che le oscillazioni glacio-eustatiche del livello del mare (il livello di base per l'area in questione), legate alle variazioni climatiche quaternarie, hanno raggiunto valori massimi negativi non superiori ai -120 metri, si deve dedurre che la fase di erosione messa in luce dalla gravimetria si è potuta spingere alle profondità di circa -400 metri perché l'area all'epoca si trovava a quote più elevate dell'attuale. Di seguito, quindi, devono essersi manifestati dei movimenti verticali di subsidenza di notevole entità che hanno portato l'area all'assetto attuale.

Il colmamento dei bassi morfologici è la risposta sedi-

mentaria alla tendenza al ribassamento dell'area e, quindi, ad un sollevamento relativo del livello di base. Le litologie prevalenti nelle stratigrafie esaminate (che chiariscono la natura degli ultimi 150 metri circa del riempimento) indicano per le parti più profonde una sedimentazione pelitica in ambienti probabilmente lacustri, e quindi in condizioni superficiali di deflusso idrico ostacolato (o, al limite, di endoreicità). Verso la parte alta, dopo la messa in posto dell'Ignimbrite Campana, sembra aumentare, insieme alla aggradazione piroclastica, il contributo fluviale alla sedimentazione (presente solo in sporadiche lenti negli intervalli più bassi), ad indicare il raggiungimento graduale delle attuali condizioni di esoreicità.

La storia morfoevolutiva che si delinea per l'area può ora essere ricostruita con un maggiore dettaglio. Come anticipato, l'approfondimento della rete idrografica va correlato alle prime fasi di sollevamento dell'area: si modellano valli fluviali che si incastrano nel paesaggio a basse pendenze della Paleosuperficie. L'entità della dissezione risulta di gran lunga maggiore dei dislivelli che attualmente è possibile misurare fra le cime dei rilievi e gli attuali fondovalle, giacché questi ultimi risultano sollevati a causa di ingenti fasi di aggradazione. In via parziale i dati dei sondaggi, e in maniera quantitativa le analisi geofisiche, hanno difatti evidenziato dei valori di approfondimento ben più elevati. L'approfondimento della rete idrografica è stato polifasico, come dimostrano sia la morfologia subaerea (terrazzi di deposizione e di erosione sospesi sui versanti) che quella del substrato sepolto, dove vengono messe in luce altre soste nell'approfondimento dai tracciati vallivi sospesi rispetto all'asse fluviale principale. A queste fasi di sollevamento,

che hanno portato l'area a quote più elevate dell'attuale, causandone la profonda erosione, è seguito un forte ribassamento tettonico e quindi il seppellimento per deposizione lacustre, e nella parte alta fluvio-lacustre, delle morfologie da erosione fluviale.

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CALDERONI C., CORTESI C. & TURI F. (1974) - *University of Rome, Carbon 14 dates XII*. Radiocarbon, 16 (3), 358-367.
- APRILE F., BRANCACCIO L., CARANNANTE G., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 172 (Caserta), 185 (Salerno), 196 (Sorrento) e 197 (Amalfi)*. In: Contributi alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia. Prog. Fin. Geodinam., Pubbl. n. 155, 85-112.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T. & SANTACROCE R. (1978) - *The campanian ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bull. Volcanol., 41 (1), 2-22.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino Meridionale alla scala 1:250.000*. Mem. Soc. Geol. It., 41.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 83-86.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1994) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., 53, 313-336.
- D'ERASMO G. (1931) - *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 43, 15-143.
- RASMUSSEN R. & PEDERSON L.B. (1979) - *End correction in potential field modelling*. Geophys. Prospecting, 27, 749-760.
- SCANDONE R., BELLUCCI F., LIRER L. & ROLANDI G. (1991) - *The structure of the Campanian plain and activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. Journ. Volcanol. Geotherm. Res., 48, 1-31.