

DATI GRAVIMETRICI A GRANDE SCALA LUNGO LA FASCIA DEL PROFILO: INTERROGATIVI SULL'ASSETTO DELLA CROSTA E DEL MANTELLO

RIASSUNTO

Partendo dalla Carta Gravimetrica d'Italia (AGIP & SERV. GEOL. D'ITALIA, 1986) sono stati costruiti 3 profili nella fascia di interesse del CROP03 in cui le anomalie osservate sono state messe a confronto con quelle calcolate in base a modelli geofisici, ricavati da profili di sismica a rifrazione (GIESE *et al.*, 1981), e geologici derivanti da studi di superficie e del sottosuolo (BALLY *et al.*, 1989). E' stato inoltre fatto uno *stripping* per appurare l'effetto del mantello superiore, della crosta e delle coperture sedimentarie sulle anomalie così calcolate. I risultati ottenuti confermano l'esistenza di un raddoppio crostale in corrispondenza della valle del Tevere e non ne escludono un altro nella parte toscana più interna. In tale area viene pure confermato un raddoppio di basamento.

ABSTRACT

Three gravimetric profiles crossing Southern Tuscany, Umbria and Marches regions have been drawn starting from the Italian gravimetric map (AGIP & SERV. GEOL. D'ITALIA, 1986). Observed anomalies have been compared with anomalies calculated on the basis of models coming from seismic refraction profiles and geologic cross sections. A stripping in order to establish the effects of upper mantle, of the crust and of sedimentary covers has been performed as well. Results confirm the existence of an important crustal doubling in correspondence of the Tiber Valley and do not exclude the presence of another one in the most internal part of Tuscany, where also slices of basement are piled up.

PAROLE CHIAVE: Gravimetria, Crosta, Mantello superiore.

KEY-WORDS: Gravimetry, Crust, Upper mantle.

PREMESSA

Nell'ambito del CROP 03 abbiamo cercato di trarre dalla Carta Gravimetrica d'Italia (AGIP & SERV. GEOL. D'ITALIA, 1986) il massimo di informazioni possibile sull'assetto a grande scala della crosta e sull'andamento della Moho nel settore centro - settentrionale dell'Appennino. L'elemento gravimetrico affrontato in questo lavoro ha un carattere regionale e riguarda essenzialmente la fascia arcuata a concavità occidentale

(*) Dip. Scienze della Terra, Università di Milano.

(**) Dip. Scienze della Terra, Università di Perugia.

che corre da Firenze a Perugia, a Nord-Est di Roma e che raccorda in modo continuo e brusco la zona toscano-laziale, ad anomalia lievemente positiva, all'area umbro-romagnola-sabina caratterizzata invece da una marcata anomalia negativa con un salto tra le due zone di circa 80 mgal.

Questa fascia coincide nella sismica a rifrazione con il brusco approfondimento della Moho messo in evidenza durante le campagne DSS del 1978 ed interpretato da CASSINIS *et al.* (1979) come elemento di separazione tra due tipi crostali diversi. Meno netta è la corrispondenza tra essa ed il limite che separa il dominio geotermico toscano-laziale ad alto flusso di calore, da quello dell'Umbria-Marche-Sabina nettamente più fredde.

In termini più strettamente tettonici c'è generale concordanza nell'interpretare questo brusco salto come l'effetto compressivo di una subduzione ensialica che ha fatto sovrascorrere un settore crostale su di un altro adiacente. La successiva distensione può, essersi verificata o con meccanismi di inversione in regime fragile (LAVECCHIA *et al.*, 1984) o con faglie dirette nella copertura sedimentaria corrispondenti a zone di taglio duttili in profondità (CARMIGNANI & KLIGFIELD 1990; ROEDER, 1991).

In ambedue i casi il grosso dell'assottigliamento si è verificato ad Ovest dello scalino gravimetrico.

METODOLOGIE INTERPRETATIVE

I programmi di *modelling* hanno dato nuovo impulso ai metodi gravimetrico e magnetometrico. Come è noto, l'interpretazione quantitativa delle anomalie è limitata dall'impossibilità di separare i contributi delle varie sorgenti. Tale limitazione non è superabile e, pertanto, l'interpretazione basata sui soli risultati gravimetrici e magnetici non può dar luogo a soluzioni univoche ed il suo valore rimane quindi essenzialmente qualitativo.

Tuttavia, se esistono modelli basati su dati indipendenti (soprattutto prospezioni sismiche), la rapida ricostruzione delle anomalie teoriche ed il loro confronto con quelle osservate forniscono un utile mezzo di controllo che può ridurre notevolmente l'incertezza della soluzione. L'efficacia del controllo è legata, però, all'attendibilità del modello disponibile e, cioè, al dettaglio con il quale sono state ricavate le geometrie delle formazioni sepolte e le loro caratteristiche litologiche. Queste ultime sono correlate, a loro volta, con le velocità sismiche (in genere, solo le Vp sono disponi-

bili). Per calcolare le anomalie gravimetriche occorre trasformare il modello di velocità in modello di densità. La relazione tra questi due parametri non è univoca e dipende da molti fattori di difficile valutazione. In prima approssimazione, la trasformazione si effettua mediante relazioni empiriche che mediano misure di laboratorio (NAFE & DRAKE, 1963; WOOLLARD, 1975) oppure, per le rocce della crosta profonda e del mantello, appoggiandosi a "leggi" (BIRCH, 1960, 1961 e derivate) che considerano anche la composizione chimica e mineralogica.

I programmi di calcolo delle anomalie teoriche sono basati essenzialmente sul metodo dovuto a TALWANI *et al.* (1959) che effettua la sommatoria dell'effetto gravitazionale causato da masse elementari (linee di sfere, cilindri verticali) per una qualunque geometria dei corpi geologici. L'integrazione si effettua o per corpi bidimensionali (cilindrici) o in tre dimensioni. Talvolta è conveniente considerare, dopo attenta osservazione della forma delle anomalie in relazione alla posizione del profilo, corpi semicilindrici (2.5 D) oppure che si avvicinano a tridimensionali (2.75 D). I programmi di calcolo offrono la possibilità di separare i contributi dovuti ai vari corpi causativi (*stripping*) e di modificare rapidamente il modello.

Il programma usato in questa ricerca è il MAGIX della Interpex Ltd che consente la modellazione con corpi di sezione poligonale qualunque (max 2000 vertici). Il programma è limitato a corpi 2 D, 2.5 D oppure 2.75 D. Per uno studio preliminare che parte da mo-

delli iniziali poco controllati, non è opportuno affrontare il problema tridimensionale che, oltre a richiedere un tempo di inserimento dati molto lungo, non sembra giustificato a causa della ignoranza della estensione laterale e della forma delle strutture.

D'altra parte il profilo CROP è stato progettato in modo da tagliare il più possibile perpendicolarmente gli assi delle strutture appenniniche ed anche l'andamento delle anomalie gravimetriche. Si può ritenere che, in genere, la lunghezza delle strutture sia almeno 3-4 volte la larghezza: in queste condizioni esse si possono considerare con buona approssimazione cilindriche. Tuttavia, quando il profilo passa nei pressi dell'estremità di una anomalia il calcolo dell'effetto dovuto al supposto corpo causativo è stato ripetuto in 2.5 D.

ANOMALIE GRAVIMETRICHE OSSERVATE

Per il *modelling* si sono usate le anomalie pubblicate in scala 1: 1.000.000 dal Servizio Geologico d'Italia e dall'AGIP SpA (1986) calcolate con una densità di Bouguer costante di 2.67 g/cm³ e con correzione topografica da 20 a 166.7 km. Purtroppo non sono disponibili i dati di misura e quindi non è possibile alcuna diversa elaborazione. I valori delle anomalie sono digitalizzati su una griglia quadrata di 3 km di lato. Si può ritenere che, con tale densità di punti, la minima lunghezza d'onda osservabile sia di circa 10-15 Km.

Nella Fig. 1 è riportata la carta delle anomalie di

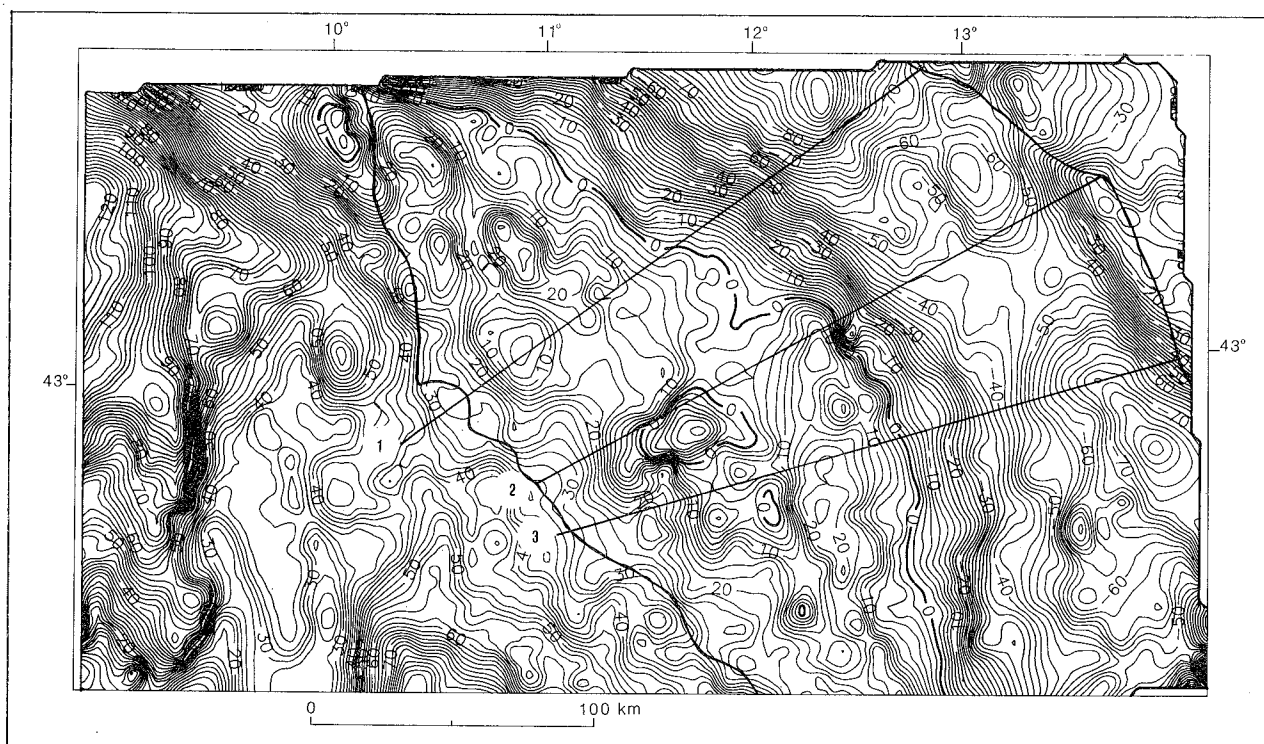


Fig. 1 - Anomalie di Bouguer in Toscana, Umbria e Marche (Carta AGIP S.p.A. & SERV. GEOL. D'ITALIA, scala 1: 1.000.000). Equidistanza: 2 mgal; Densità della piastra di Bouguer: 2670 kg/mc. Correzione topografica da 20 a 167 km. Sono indicate le tracce dei tre profili gravimetrici considerati: 1) Elba-Pesaro; 2) Monti dell'Uccellina-Ancona; 3) Argentario-S. Benedetto del Tronto.

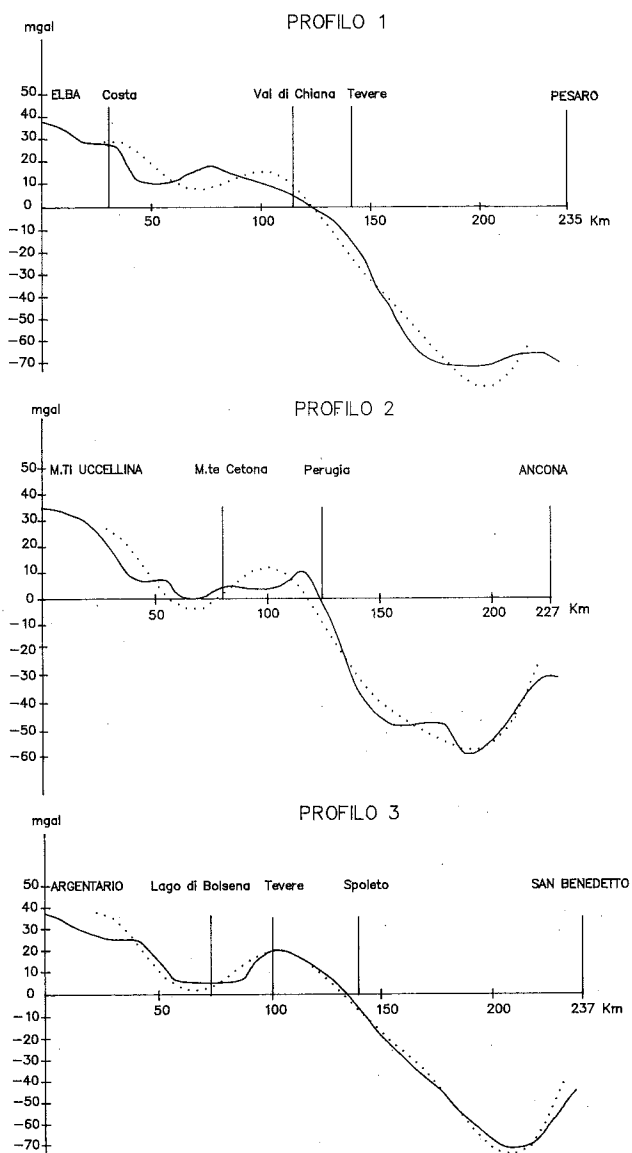


Fig. 2 - Anomalie gravimetriche in corrispondenza dei tre profili. Linea a tratto sottile: anomalia non filtrata; linea punteggiata: anomalia regionale (taglia alto circa 40 km).

Bouguer dell'Italia centrale con indicate le tracce dei tre profili rappresentativi nella fascia investigata. L'equidistanza è di 2 mgal che deve essere considerato il valore minimo compatibile con la densità dei punti di misura. Gli elementi gravimetrici che appaiono evidenti dalla carta sono, a partire da occidente, i seguenti:

a) area tirrenica, corrispondente all'arcipelago toscano, caratterizzata da alte anomalie positive con massimi che raggiungono +80 mgal allineati all'incirca secondo un trend Nord-Sud (tratto Gorgona - Montecristo);

b) "sella" gravimetrica toscana e laziale caratterizzata da anomalie nel complesso lievemente positive distribuite secondo fasce alternate ad anomalia relativa positiva e negativa con differenze massime di circa 20 mgal; a partire dalla zona di alte anomalie positive dell'arcipelago toscano queste fasce comprendono i seguenti allineamenti orientati circa N-S: 1) Bocca

d'Ombrone - Val d'Era, ad anomalia relativa negativa, corrispondente strutturalmente alla serie dei graben mio-pliocenici omonimi; 2) dorsale medio-toscana, ad anomalia relativa positiva, corrispondente ad un raddoppio di termini comprendenti il basamento toscano (COSTANTINI *et al.*, 1987); 3) M. Amiata - Graben di Radicofani - Graben di Empoli ad anomalia relativa negativa; fronte della falda toscana dall'Alfina, dove è sepolto, al M. te Cetona ai monti del Chianti, con anomalia relativa positiva; 5) Graben del Paglia e della Val di Chiana ad anomalia relativa negativa.

c) Segue più ad Est la catena dei Massicci Perugini - M. te Peglia - M. ti di Amelia e Narni che delimita la sella nel suo lato orientale e funge da raccordo al successivo elemento strutturale di più grande importanza. Al pari del fronte della falda toscana e della dorsale Monticiano-Roccastrada, questa catena è caratterizzata da anomalie relative positive. Stante la loro altezza strutturale a questi tre allineamenti devono corrispondere nel sottosuolo duplicazione delle sequenze coinvolte nella costruzione della catena. Gli allineamenti ad anomalia negativa che ad essi si alternano corrispondono a graben mio-pliocenici creati dalla tettonica distensiva che hanno accumulato sedimenti leggeri per uno spessore anche superiore al migliaio di metri e che giustificano quindi, anche se non totalmente, il salto di circa 20 mgal che li separa dalle strutture positive.

d) L'elemento gravimetrico successivo è costituito da una "scarpata" stretta e acclive che collega l'alto gravimetrico relativo toscano laziale alle avansosse romagnola-marchigiana e marchigiano-abruzzese. Si tratta di una fascia arcuata a concavità occidentale che corre lungo i bacini del Valdarno e del Mugello, quelli del Tevere e di Gubbio per piegare in direzione circa meridiana nell'Umbria sudorientale fino a raggiungere la depressione del Fucino. Il salto gravimetrico legato a questo elemento è di circa 80 mgal che, unitamente alla grande continuità laterale, testimonia l'importanza crostale dell'elemento stesso.

e) Seguono ad Est le avansosse marchigiane e romagnole con minimi gravimetrici anche di oltre 100 mgal. Interessante notare che i due minimi di Forlì e Teramo sono separati all'altezza di Macerata da un "alto" che si mantiene intorno a - 40 mgal. All'altezza di Ancona si assiste ad un rialzo delle anomalie che raggiungono lo zero gravimetrico. E' possibile, come già osservato da BALLY *et al.* (1989), che tale rialzo sia legato ad un corpo intrusivo di una certa importanza.

Nella Fig. 2 sono riportate le tre sezioni con indicate le anomalie gravimetriche. I tre profili sono subparalleli, alla distanza media di circa 40 km e disposti a ventaglio in apertura verso NE, in modo tale da mantenersi normali all'andamento regionale delle isoanomalie. Il profilo più meridionale inizia presso il Monte Argentario e termina a San Benedetto del Tronto; quello centrale va dai Monti dell'Uccellina fino ad Ancona; il terzo inizia all'isola d'Elba e termina a Pesaro.

Il tracciato dei profili non coincide perfettamente con alcuno dei profili di sismica crostale effettuati in passato; si è preferito difatti scegliere i tracciati in mo-

do da evitare anomalie locali causate da strutture locali certamente non cilindriche. D'altra parte, gli scostamenti rispetto ai profili sismici non sono certo tali da presupporre una sensibile modificazione laterale della struttura della crosta profonda interpretata in base ai risultati della rifrazione-riflessione a grande angolo. I profili sono stati riportati lasciando passare tutte le lunghezze d'onda osservabili sulla carta delle anomalie di Fig. 1 (L_{min} maggiore od uguale a 15 km) sia dopo filtraggio delle lunghezze d'onda più corte (taglia basso=40 km circa). Le oscillazioni di tipo quasi sinusoidale che caratterizzano l'andamento delle isoanomalie in tutti i profili hanno lunghezze d'onda intorno a 200 km e sono ascrivibili, in gran parte, all'effetto della struttura del mantello superiore.

MODELLI SISMICI DI RIFERIMENTO

I dati a nostra disposizione consistono unicamente in quelli pubblicati. Per quanto riguarda la crosta profonda ci si riferisce essenzialmente al profilo Rifr. WAR (rifrazione-riflessione grande angolo) effettuato nel 1977. Tale profilo si basa su 3 punti di scoppio (A, B e C).

Per il tratto dalla costa Tirrenica a Perugia è anche disponibile l'interpretazione dei profili effettuati nel 1981 per l'esplorazione della zona geotermica toscana (GIESE *et al.*, 1981). Per quanto riguarda l'esplorazione più dettagliata, limitata alle coperture sedimentarie, è stata presa come riferimento, con opportune modifiche, l'interpretazione geologica, effettuata, anche sulla base di dati di sismica a riflessione elaborati da BALLY *et al.* (1989). In Fig. 3 sono riportati i valori delle densità scelte in base alle Vp assegnate ad ogni formazione/gruppo da BALLY *et al.* (1989) con minime modifiche.

MODELLING GRAVIMETRICO DEL PROFILO MONTI DELL'UCCELLINA-ANCONA

Nel *modelling* di questo profilo è stato in prima istanza adottato l'andamento della crosta inferiore proposto da GIESE *et al.* (1981) per il profilo Piombino-Ancona essenzialmente per due motivi: 1) quest'ultimo profilo è l'unico in tutta la zona esaminata che abbia dati relativi alla profondità della Moho; 2) se si assume che le strutture crostali abbiano un buon grado di cilindricità, il profilo M. dell'Uccellina-Ancona non dovrebbe presentare significative differenze da quello di riferimento.

Per la copertura sedimentaria, intendendo con ciò tutto quello che sta sopra al Verrucano, a partire dalle evaporiti del Trias, si sono adottate due opzioni: una che ha considerato la copertura in modo indifferenziato con una densità di 2.60, l'altra è costituita dalle sezioni di BALLY *et al.* (1989) con i valori di densità della figura 3. In ambedue i casi il "basamento" ha come sua porzione più alta il Verrucano. Occorre qui consi-

derare che gli elementi geologico-strutturali della copertura inseriti nel nostro lavoro, per quanto sufficientemente controllati con prospezioni sismiche a riflessione, pozzi e rilevamenti geologici di dettaglio, non sempre danno, nelle anomalie gravimetriche, effetti osservabili perchè di lunghezza d'onda troppo piccola. Un primo risultato viene illustrato dalla Fig. 4a ove si mostra il contributo della struttura del mantello superiore (considerato omogeneo) all'anomalia osservata. L'operazione di *stripping* conferma l'influenza determinante dell'andamento della discontinuità "M"; l'anomalia calcolata può essere confrontata con quella osservata (con taglia basso di 40 Km) di Fig. 2b: l'andamento è del tutto analogo. L'elemento gravimetrico più rilevante, che viene chiaramente messo in evidenza dall'andamento quasi sinusoidale dell'anomalia, è il brusco salto in corrispondenza della valle del Tevere dove la differenza di circa 70 mgal tra il massimo ed il minimo corrisponde ad un abbassamento della Moho verso Est di circa 15 Km. Tale salto è ben individuabile anche negli altri due profili (Fig. 2) e, nella carta gravimetrica, forma un grande arco a concavità occidentale che corre dalla zona ad Est delle Apuane fino alla depressione di Avezzano.

Nella stessa zona della Val Tiberina i risultati del profilo DSS Piombino-Ancona del 1978 (GIESE *et al.*, 1981), confermano l'esistenza del gradino della Moho e ne tarano il valore di circa 15 Km.

Un secondo risultato ottenuto dal *modelling* gravimetrico del profilo consiste in uno scostamento inaccettabile tra le anomalie gravimetriche osservate e quelle calcolate sia nell'ipotesi di una copertura indifferenziata a densità costante (Fig. 3b) sia nel caso di una copertura modellata secondo le idee di BALLY *et al.* (1989) (Fig. 3bis). A nostro avviso la ragione di tale *misfit* sta nell'assunzione di partenza di dare al limite crosta - mantello l'andamento piatto del profilo di GIESE *et al.* (1981). A riprova di ciò, è stato imposto alla Moho, all'altezza dei Monti dell'Uccellina, un salto di circa 7 km (corrispondente ad un suo parziale raddoppio); il *fitting* ottenuto rientra in uno scostamento di ± 2.5 mgal che è accettabile dato il carattere regionale delle anomalie osservate (Fig. 3a). Nella carta gravimetrica questo ipotizzato parziale raddoppio dell'"M" corrisponde ad un gradiente orizzontale che collega il massimo dell'arcipelago toscano (isola del Giglio e zona a Sud-Est dell'Elba) con il minimo relativo della regione amiatina. Il minimo si sviluppa ad Ovest della struttura positiva del M. Cetona e corrisponde in grande parte ai graben di Siena\Pienza e Orcia\Arbia. Il gradiente, negativo verso Est, collega zone con una differenza di circa 55 mgal e si presenta articolato in una zona piatta occidentale ed un rialzo orientale adiacente al minimo relativo descritto. Il tratto occidentale è situato in corrispondenza dei M. dell'Uccellina che, verosimilmente e come continuazione della dorsale Monticiano-Roccastrada, rappresentano una zona di parziale raddoppio del basamento; il rialzo orientale può forse essere messo in relazione alla continuazione della struttura di M. Bellino verso Nord. I

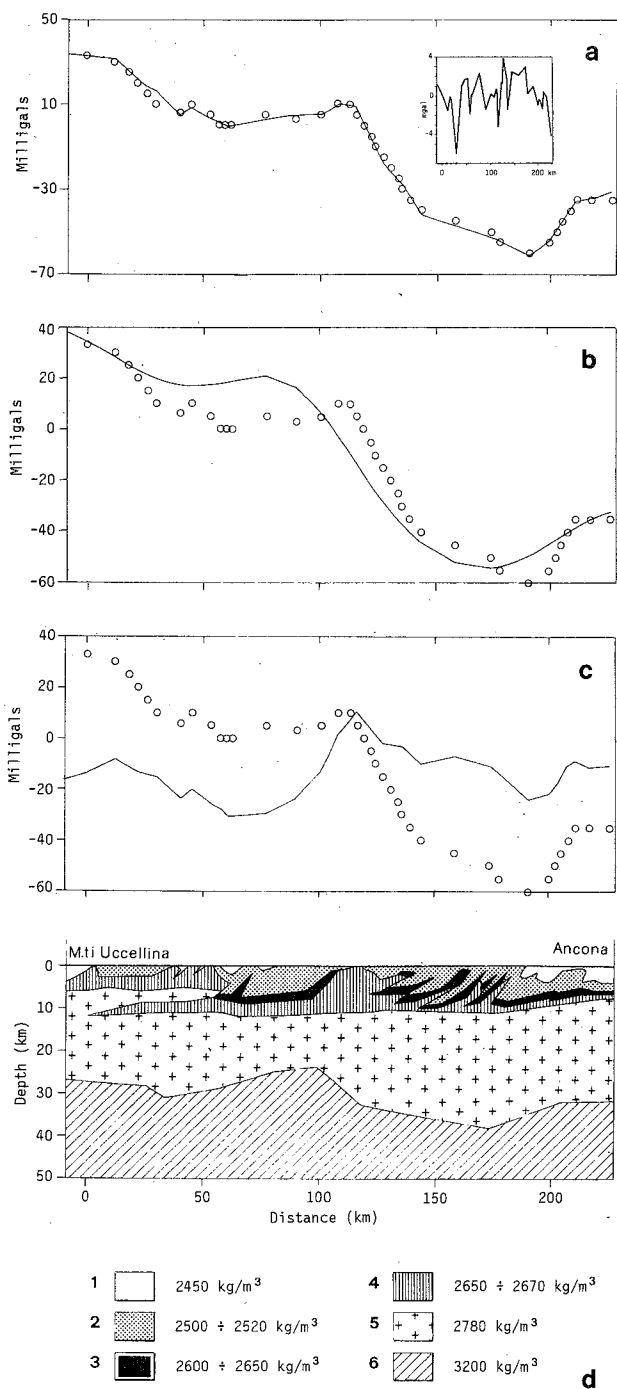


Fig. 3 - Interpretazione del profilo centrale (Monti dell'Uccellina-Perugia-Ancona). Circoletti: valori della anomalia osservata; Linea continua: valori calcolati. a) anomalia calcolata per il modello riportato in d); nel riquadro scostamenti in mgal tra anomalia osservata ed anomalia calcolata; b) effetto (*stripping*) del mantello superiore considerato omogeneo; c) effetto della crosta; d) modello adottato: geologia da BALLY *et al.* (1989) con modifiche, andamento della "M" da GIESE *et al.* (1981) modificato (vedi Fig. 3bis). In basso i valori delle densità assegnate: 1) Pliocene postorogeno toscano ed umbro e dell'avanfossa marchigiana; 2) insieme Scisti policromi-Macigno, *flysch* umbro-marchigiani, Scaglia paleogenica e cretacea; 3) Giurassico toscano e umbro-marchigiano; 4) Trias evaporitico, Verrucano e terreni paleozoici; 5) basamento cristallino e crosta intermedia ed inferiore; 6) mantello superiore.

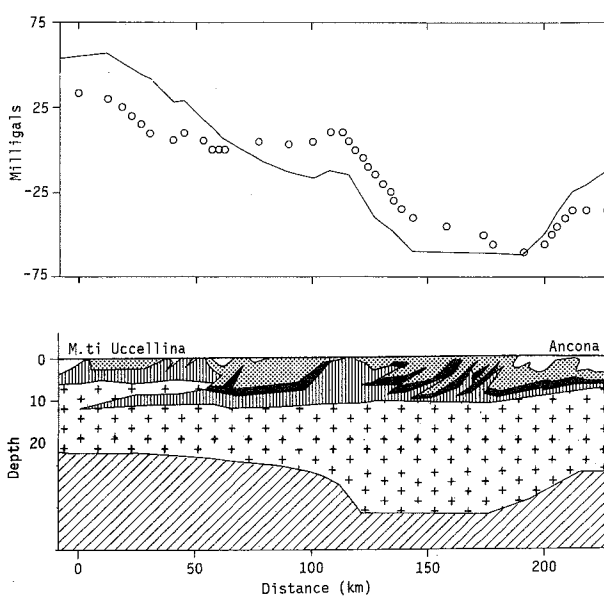


Fig. 3bis - Come in Fig. 3 ma lasciando l'andamento piatto della "M" dell'interpretazione di GIESE *et al.* (1981).

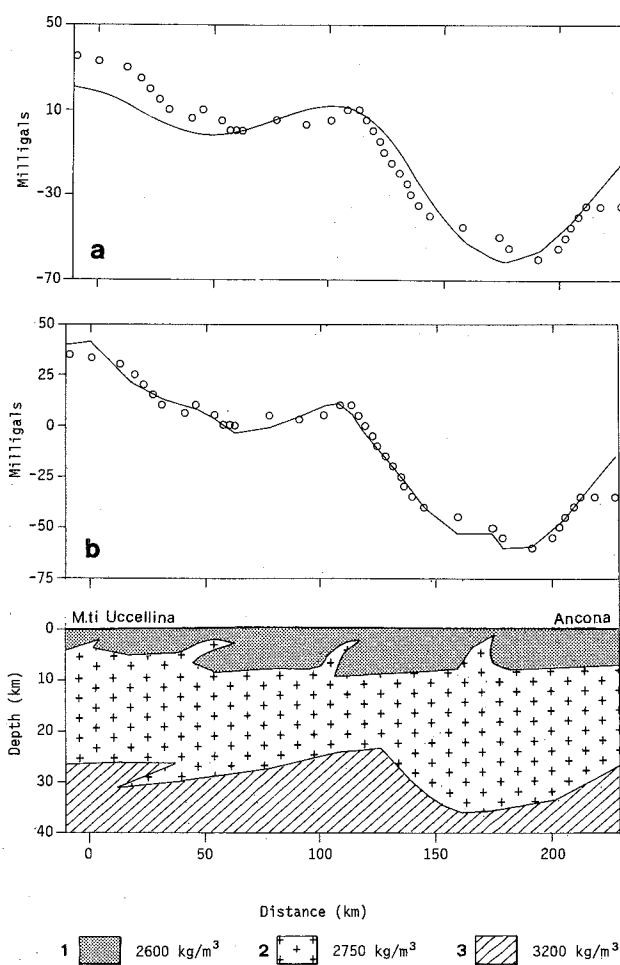


Fig. 4 - Altra interpretazione del profilo centrale, considerando omogenee la copertura sedimentaria e semplificando la struttura del basamento. a) *stripping* della "M"; b) effetto totale.

55 mgal di differenza tra la base e la sommità della scarpata, tuttavia, non sono giustificati dalle due supposte strutture nè dai graben interposti. Sembra pertanto lecito ipotizzare, o comunque non escludere, la possibilità di un parziale raddoppio della Moho.

Se l'ipotesi dovesse rivelarsi corretta tale raddoppio dovrebbe essere localizzato nella zona dei Monti dell'Uccellina e da lì proseguire verso NNE lungo i graben dell'Ombrone e dell'Era fino ad Ovest di Viareggio, dove il salto tra il massimo della Gorgona ed il minimo omonimo è di circa 80 mgal.

Un terzo risultato è rappresentato dalla valutazione del contributo dato dalle strutture della copertura sedimentaria e del basamento cristallino (Figg. 3c, 4b). Per quanto riguarda le prime, occorre premettere che la scala della carta gravimetrica di partenza, come già detto, non consente valutazioni di lunghezza d'onda inferiori ai 40 km per cui non è possibile avere ragguagli su tutto ciò che riguarda lo stile tettonico regionale. Tuttavia lo *stripping* mostra chiaramente l'effetto dell'appilamento dei terreni della copertura sedimentaria nel tratto tra la Val Tiberina e Ancona, corrispondente alla catena appenninica ed alla avanfossa pliocenica marchigiana. Anche il contributo del basamento cristallino è sensibile. Il suo coinvolgimento oltre che nella parte occidentale del profilo, zona dei M. dell'Uccellina, è stato imposto anche nell'area di Perugia e nella parte più esterna, zona di Cingoli. Il *fitting* ottenuto rientra nell'errore accettabile di ± 2.5 mgal considerando una copertura sedimentaria indifferenziata mentre lo *stripping* mostra la possibilità reale di un suo coinvolgimento anche nella zona di catena dove, secondo BALLY *et al.* (1989), esso dovrebbe essere del tutto piatto.

DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Il valore delle prospezioni geofisiche a grande scala risiede, in generale, soprattutto nel controllo che esse esercitano sui dati provenienti da altre metodologie geofisiche. Nel nostro caso le elaborazioni fatte a partire dalla Carta Gravimetrica d'Italia sono servite a controllare i dati di sismica DSS raccolti nella campagna 1978. Il risultato più significativo ottenuto è stata la conferma del brusco approfondimento della "M" che la sismica a rifrazione aveva messo in evidenza nel sottosuolo della Val Tiberina. Questo gradino, presente nei tre profili gravimetrici investigati, costituisce un elemento strutturale di primaria importanza che caratterizza l'intero Appennino settentrionale.

Altra conferma del dato sismico DSS è stato il riconoscimento della posizione sollevata della Moho in tutto il tratto toscano, fino circa a Perugia, rispetto al tratto umbro-marchigiano. Le due metodologie tuttavia, relativamente all'andamento nel primo tratto, danno indicazioni contrastanti: suborizzontale e piatto secondo la sismica, con possibilità dell'esistenza di un gradino intorno ai Monti dell'Uccellina, la gravimetria.

Il dato geologico del coinvolgimento del "basa-

mento" nelle fasi compressive appenniniche nelle zone della dorsale medio-toscana (COSTANTINI *et al.* 1988) e di Perugia (ALFANO *et al.* 1979), confermato dalle nostre elaborazioni gravimetriche, sembra sposarsi meglio con un coinvolgimento del "M" piuttosto che con un suo andamento del tutto piatto, ma è evidente che varie altre ipotesi sono possibili.

I limiti di questo lavoro sono sostanzialmente di tre ordini: da una parte la mancanza di dati sul tratto Tirreno-Corsica impedisce di avere una visione unitaria e globale del sistema Alpi-Tirreno-Appennini alle latitudini di interesse del CROP 03, per cui qualsiasi ipotesi, su base gravimetrica, sarebbe priva di un controllo e di un riferimento proprio nella zona più critica; dall'altra la scala della carta di base impedisce di correlare con ragionevole sicurezza elementi geologici di superficie a strutture profonde nel tratto che abbiamo potuto investigare; infine i dati di sismica a rifrazione usati come riferimento non consentono di definire e di correlare in modo univoco l'elemento "M" nei profili esaminati.

E' facilmente intuibile infatti che la Moho al di sotto dell'area "calda" toscana debba presentare, come sembra accertato (GIESE *et al.*, 1981), valori delle Vp diversi da quelli sotto la zona ad Est della Val Tiberina (Moho adriatica) o da quelli sotto tutta la Corsica (Moho europea); in particolare la Moho toscana presenta Vp di 7.5-7.7Km/sec contro 8.0-8.2Km/sec della Moho europea ed inoltre al di sopra di essa la crosta inferiore è caratterizzata da una inversione di velocità che non trova riscontro nè nella crosta europea nè in quella adriatica. Ma di che Moho si tratta? E' essa una Moho "vecchia" di tipo adriatico o non piuttosto una Moho di neoformazione, in analogia a quanto ipotizzato per il Tirreno meridionale (DOGLIONI, 1991) o per la *Basin & Range* (TRAVERSO, com. pers.)? In quest'ultima possibilità l'ipotizzato raddoppio al di sotto dei M. dell'Uccellina e, a maggior ragione, quello al di sotto del tratto Elba-Corsica (MINELLI *et al.*, questo volume) hanno una reale continuità fisica con la Moho adriatica ed europea oppure rappresentano dei residui di quelle Moho inglobate e non ancora digerite dalla nuova Moho che si è sviluppata al di sopra di un'astenosfera risalita in corrispondenza del Tirreno?

BIBLIOGRAFIA

AGIP S.p.A. & SERV. GEOL. D'ITALIA (1986) - *Carta gravimetrica d'Italia (Scala 1: 1.000.000)*.

ALFANO L., DECANDIA F. A., LAVECCHIA G., PIALLI G., BIELLA G., LOZEI A., SCARASCIA S. (1982) - *Profilo Piombino-Ancona: dati geofisici ed interpretazione geologica*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 247-258.

BALLY A. W., BURBI L., COOPER C., GHELARDONI R. (1989) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

BIRCH F. (1960-61) - *The velocity of compressional waves in*

- rocks to 10 Kilobars. Part 1 and 2. Journ. of Geoph. Res., **65-66**, 1083-1102 e 2199-2224.
- CARMIGNANI L., KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CASSINIS R., FRANCIOSI R., SCARASCIA S. (1979) - *The structure of the earth's crust in Italy: a preliminary typology based on seismic data*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **21**, 105-126.
- COSTANTINI A., DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A., SANDRELLI F. (1987) - *L'Unità di Monticiano- Roccastrada fra la Montagnola senese ed il M. Leoni (Toscana meridionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**, 382-420.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions. Applications to Italy*. Terra Nova, in stampa.
- GIESE P., WIGGER P., MORELLI C., NICOLICH R. (1981) - *Seismische studien zur bestimmung der krusten struktur anomalien der toskana*. Comm. of Eur. Community, Eur **75-78**, DE MF 1-108.
- LAVECCHIA G., MINELLI G., PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.
- MORELLI C., GIESE P., CARROZZO M. T., COLOMBI B., GUERRA I., HIRN A., LETZ H., NICOLICH R., PRODEHL C., REICHERT C., ROWER P., SAPIN M., SCARASCIA S., WIGGER P. (1977) - *Crustal and upper mantle structure of the Northern Apennines, the Ligurian sea and Corsica, deduced from seismic and gravimetric data*. Boll. di Geofisica, **75**, 199-259.
- NAFE B. & DRAKE G. (1963) - *Physical properties of marine sediments*. In: HILL M. N. (Ed.) - *The sea.*, **3**, Interscience, New York, N.Y., 794-815.
- ROEDER D. (1991) - *Structure and tectonic evolution of alpine lithosphere. EUG VI Symposium: The european geotraverse (EGT): Final results*. Strasbourg, 24-28 March 1991.
- MINELLI G., SCARASCIA S., PIALLI G. (1991)L - *Revisione dei profili crostali nell'area dell'Appennino settentrionale interessata dal profilo CROP 03*. (Questo Volume).
- TALWANI M., WORSEL S. L., LANDISMAN M. (1959) - *Rapid gravity computations for two dimensional bodies, with application to the Mendocino submarine fracture zone*. Journ. of Geoph. Res., **64**, (1), 49-59.
- WIGGER P. T. (1984) - *Die Krustenstruktur der Nordapennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berucksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana*. Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe B\heft **9**, 1-87.
- WOLLARD G. (1975) - *Regional changes in gravity and their relation to crustal parameters. 7th Meet. of Int. Gravity Comm. (I.G.C.) Paris 1974, Paper of Bureau Grav. Int. Bull.*, **36**, 106-110.

