

## DENSITÀ DI FLUSSO DI CALORE DAL MAR LIGURE ALLE ALPI ORIENTALI

### INDICE

RIASSUNTO	pag.	115
ABSTRACT	"	115
INTRODUZIONE	"	115
PROVINCE GEOTERMICHE	"	115
IMPLICAZIONI TETTONICHE	"	117
CONCLUSIONI	"	120
BIBLIOGRAFIA	"	121

### RIASSUNTO

Il campo di flusso termico viene discusso in relazione al contesto geologico e geodinamico nelle aree prossime al profilo CROP 1-1A. Nelle unità erciniche e in quelle di convergenza di età alpina, la densità di flusso di calore è dell'ordine di 60-85 mW/m<sup>2</sup>, ad esclusione della monoclinale pedealpino-adriatica e dei sistemi arcuati più esterni delle Alpi meridionali e degli Appennini settentrionali, che presentano valori più bassi, in parte spiegabili con l'effetto termico dei sovrascorrimenti post-miocenici. Valori superiori a 85 mW/m<sup>2</sup> si osservano nella zona appenninica interna e nel Mar Ligure, che viene interpretato come un bacino marginale formatosi a seguito di processi di stiramento litosferico avvenuti 21 Ma fa. Le aree caratterizzate da un fattore di stiramento ed una subsidenza tettonica totale minori di 3.1 e 3.3 km costituiscono i margini continentali di tale bacino. Per valori di subsidenza più elevati, la crosta è di tipo intermedio, mentre è tipicamente oceanica per valori maggiori di 4.1 km.

### ABSTRACT

We discuss the thermal-flux field in connection with the geological and geodynamical framework in the areas adjacent to profile CROP 1-1A. In the Hercynian units and in the convergent ones of Alpine age, the thermal flux is around 60-85 mW/m<sup>2</sup>, excepting the Pedalpine-Adriatic homocline and the more external arcuate systems of the southern Alps and northern Apennines, showing lower heat-flux values, which may be partly due to the thermal effect of post-Miocenic overthrustings. Values higher than 85 mW/m<sup>2</sup> occur in the internal zone of the Apennines and in the Ligurian Sea, which is interpreted as a marginal basin formed after lithospheric stretching processes which took place 21 Ma ago. Areas characterized by stretching factor and total tectonic subsidence lower than 3.1 and 3.3 km, respectively, form the continental margins of this basin. For higher subsidence values an intermediate type crust occurs, whereas it should be typically oceanic for values greater than 4.1 km.

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Settore di Geofisica - Università di Genova

PAROLE CHIAVE: Campo geotermico, bacino marginale ligure, estensione litosferica, sovrascorrimenti appenninici e sudalpini.

KEY WORDS: Geothermal field, Ligurian marginal basin, lithospheric stretching, Apennines and southern Alps overthrustings.

### INTRODUZIONE

Sebbene la struttura termica della litosfera abbia un ruolo fondamentale per comprendere la dinamica dei processi che hanno determinato eventi tettonici quali orogenesi, stiramento continentale o formazione di bacini oceanici, essa è tuttora poco nota. Le lacune derivano principalmente dai dati di densità di flusso di calore, i quali sono di complessa acquisizione e non sempre disponibili per tutte le province geologiche. In condizioni stazionarie, il flusso termico superficiale è dato dalla somma di due componenti: il flusso di calore proveniente dal mantello e quello generato dal decadimento delle sorgenti radiogeniche dei materiali crostali. In presenza di eventi tettonici, che culminano in processi metamorfici, magmatici, deformativi e di sollevamento, si ha una perturbazione termica associata che determina una componente ulteriore transitoria. Tali eventi si realizzano ai margini ed in alcune aree ristrette all'interno delle zolle litosferiche e sono spesso accompagnati da processi ignei con liberazione di sostanze volatili contenute nei magmi.

Lo scopo di questo lavoro è di analizzare il campo di flusso termico relativo ad una fascia di circa 200 km di ampiezza, centrata lungo il profilo CROP 1-1A (Fig. 1). Il catalogo dei dati di densità di flusso di calore relativi al territorio nazionale ed aree adiacenti, recente risultato del lavoro di collaborazione tra diverse unità di ricerca italiane e straniere (CERMÁK *et al.*, 1992), costituisce la base per questo studio. Saranno descritti i dati in relazione al contesto geologico di appartenenza e discusso il campo geotermico ottenuto dalla loro interpolazione. Verranno stimate l'estensione e l'intensità degli eventi tettonici recenti che hanno perturbato il flusso termico e formulati modelli che forniscono ulteriori informazioni sui processi geodinamici che hanno interessato l'area che si estende dal Mar Ligure alle Alpi orientali.

### PROVINCE GEOTERMICHE

L'area investigata è costituita da province geotermiche con struttura ed età ben distinte cui corrisponde un determinato regime termico (Fig. 1). I valori medi con gli intervalli

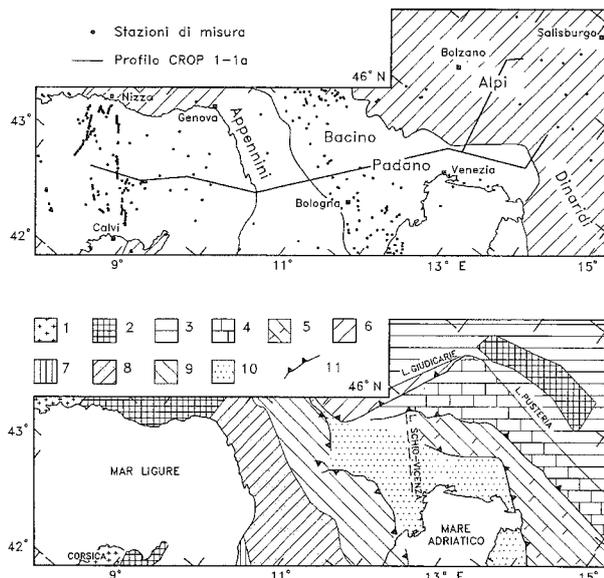


Fig. 1 - Stazioni di misura di densità di flusso di calore lungo il profilo CROP 1-1A. Sotto, elementi strutturali (PIERI & GROPPi, 1981; CASTELLARIN & VAI, 1986; PASQUALE *et al.*, 1993) - Massicci ercinici corso e Maures-Estérel (1); successioni alpine e complesso liguride (2); zona austroalpina (3); Alpi meridionali: arco interno-intermedio (4), arco esterno (5), arco intermedio (6); successioni appenniniche: zona peri-tirrenica (7), zona interna (8) ed esterna (9); monoclinale pedealpina ed adriatica (10); fronti di sovrascorrimento (11).

di variazione di densità di flusso di calore, suddivisi per provincia di appartenenza e per metodo di misura, sono riportati in Tab. 1. Non sono stati considerati nella statistica quei dati che presentavano un fattore di qualità basso e che non seguivano il criterio di CHAUVENET. Oltre 170 determinazioni sono relative alle misure con metodi oceanografici, eseguite nel Mar Ligure e nei laghi alpini e prealpini. Un numero elevato di dati (circa 100) deriva da temperature

misurate al fondo di pozzi petroliferi, localizzati nel bacino padano. Nel gruppo di dati convenzionali in terra (25 in tutto) sono compresi anche quelli in tunnel. Le osservazioni non corrette sono state rielaborate al fine di eliminare i principali effetti di disturbo. Una nuova determinazione è stata eseguita per la zona appenninica interna dove i dati sono relativamente scarsi.

Le determinazioni relative ai massicci ercinici Maures-Estérel e della Corsica sono corrette per l'effetto topografico e paleoclimatico. Complessivamente, il valor medio di densità di flusso di calore per queste province è circa 80 mW/m<sup>2</sup>, con valori più elevati in prossimità del margine occidentale corso, mentre il margine provenzale ha valori più bassi, paragonabili a quello medio (60-70 mW/m<sup>2</sup>) delle unità erciniche dell'Europa centrale (PASQUALE *et al.*, 1990).

Gli otto valori appartenenti alle successioni alpine e complesso liguride, determinati con metodi convenzionali in terra, sono mediamente dello stesso ordine di quelli delle province erciniche. I dati sono generalmente corretti per gli effetti topografico e paleoclimatico. L'unica determinazione lacustre nella finestra tettonica dei Tauri indicherebbe, invece, un valore di circa 95 mW/m<sup>2</sup>.

Il gruppo di dati della zona austroalpina e dell'arco interno-intermedio delle Alpi meridionali, che presentano valori medi rispettivamente di circa 85 e 80 mW/m<sup>2</sup>, è abbastanza omogeneo, in quanto le misure sono tutte di tipo lacustre. Questi valori sono stati espressamente rielaborati per l'effetto del contrasto di proprietà termiche tra il basamento e i sedimenti, per le variazioni di temperatura a corto e lungo periodo del fondale e per la sedimentazione, seguendo la tecnica riportata da FINCKH (1983). I dati originariamente non corretti per le variazioni del paleoclima sono stati incrementati mediamente del 10%, sulla base del modello della storia termica superficiale discusso da PASQUALE (1985).

Gli Appennini settentrionali sono caratterizzati da un

Tab. 1 - Valori medi di densità di flusso di calore  $q$ , deviazione standard  $d.s.$  e intervalli di variazione  $i.v.$ , in mW/m<sup>2</sup>, del numero di osservazioni  $n$  relative alle province attraversate dal profilo CROP 1-1A. I valori sono raggruppati secondo i metodi di misura: convenzionali in terra (A), da temperature di fondo pozzo (B) ed oceanografici (C).

Provincia	A				B				C			
	n	q	d.s.	i.v.	n	q	d.s.	i.v.	n	q	d.s.	i.v.
Massiccio corso e Maures-Estérel	8	79	15	66-104								
Successioni alpine e Complesso liguride	8	83	13	60-105					1	96		
Zona austroalpina									5	87	13	72-102
Arco interno-intermedio delle Alpi meridionali									4	79	14	67-98
Arco intermedio delle Alpi meridionali					17	39	6	32-52				
Zona peri-tirrenica	3	107	5	105-113								
Zona appenninica interna	4	82	16	60-95	1	68						
Zona appenninica esterna	2	29	2	27-30	73	36	7	27-60				
Monoclinale pedealpina ed adriatica					14	45	6	34-56				
Mar Ligure									166	94	21	47-154

forte contrasto laterale del campo di densità di flusso di calore. Nella zona peri-tirrenica che costituisce l'area appenninica più interna, comprendente a sud l'area geotermica tosco-laziale, i pochi dati disponibili, corretti per l'effetto mare e per le variazioni paleoclimatiche (LODDO & MONGELLI, 1979), danno una densità di flusso di calore media piuttosto elevata (circa 110 mW/m<sup>2</sup>). A nord-est di quest'area si estende la zona appenninica interna, il cui flusso termico oscilla tra 60 e 95 mW/m<sup>2</sup>. La nuova determinazione relativa al pozzo Pontremoli 1 (Fig. 2), ottenuta sulla base di dati provenienti dall'AGIP, rientra in questo intervallo di variazione. Trascurando la produzione di calore radiogenico e schematizzando la colonna stratigrafica con strati litologici omogenei di conducibilità termica nota, la geoterma che meglio si adatta alla temperatura di 108 °C, misurata a 3520 m di profondità, corrisponde ad un flusso termico di 68 mW/m<sup>2</sup>. La conducibilità termica è stata assegnata calcolando la media ponderata delle conducibilità, determinate in laboratorio (PASQUALE & VERDOYA, 1990), dei principali litotipi costituenti gli strati.

Mentre per l'arco esterno delle Alpi meridionali non esistono determinazioni, un largo numero di valori di flusso termico è disponibile per la zona appenninica esterna e per l'arco intermedio delle Alpi meridionali. Le misure, che provengono quasi totalmente da osservazioni di temperature di fondo pozzo (PASQUALE & VERDOYA, 1990), corrette per l'effetto della sedimentazione, indicano un flusso medio rispettivamente di circa 30 e 40 mW/m<sup>2</sup>. Questi valori medi sono in buon accordo con quelli ricavati dalle misure

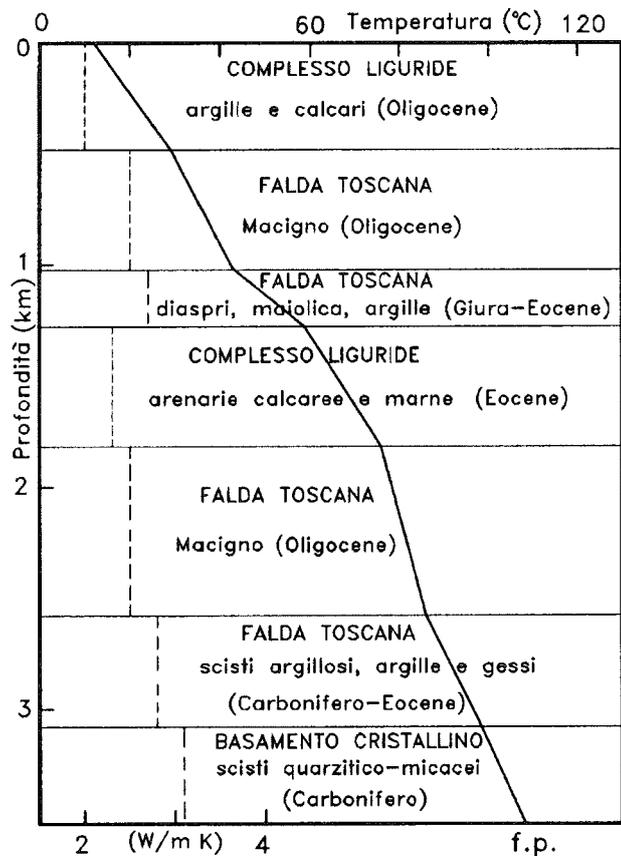


Fig. 2 - Geoterma (linea continua) del pozzo Pontremoli 1 (44.367° N, 9.863° E), per una densità di flusso di calore superficiale di 68 mW/m<sup>2</sup> e conducibilità termica di strato (linea tratteggiata) variabile tra 2 e 3.1 W/m K). La temperatura di fondo pozzo (f.p.) a 3520 m è 108 °C.

convenzionali lungo la catena appenninica esterna (MONGELLI *et al.*, 1981).

Tra la catena alpina ed appenninica si trova la parte indeformata del bacino padano, cioè la monoclinale pedealpina ed adriatica dove le determinazioni, derivate interamente da misure di temperatura in pozzi petroliferi, indicano valori leggermente superiori a quelli rilevati lungo i fronti sepolti delle catene, raggiungendo mediamente 45 mW/m<sup>2</sup>.

Tutti i dati relativi al Mar Ligure sono corretti per il disturbo causato dalla sedimentazione plio-quadernaria. Per quello che riguarda l'effetto paleoclimatico, in accordo al modello proposto da JEMSEK (1988), che tiene conto della storia climatica del Mediterraneo occidentale negli ultimi 0.7 Ma, è stata applicata una correzione di 9 mW/m<sup>2</sup> alle misure non corrette per tale effetto. Il valore medio della densità di flusso di calore di circa 95 mW/m<sup>2</sup> risulta significativamente elevato e i singoli valori variano tra un minimo di circa 50 ed un massimo di 150 mW/m<sup>2</sup>.

## IMPLICAZIONI TETTONICHE

Il modello regionale del flusso termico superficiale, riportato in Fig. 3, è il risultato dell'elaborazione di tutti i dati disponibili. Nelle province dove la distribuzione spaziale delle osservazioni è sufficientemente omogenea, sono state utilizzate tecniche geostatistiche di interpolazione (PELLIS & DELLA VEDOVA, 1990), mentre, dove le determinazioni sono scarse o addirittura assenti, si è tenuto conto anche dell'assetto strutturale. Sono stati considerati i valori di densità di flusso di calore adiacenti all'area esaminata, per rendere minime le incertezze nelle zone periferiche. Di seguito verranno discussi il campo geotermico ottenuto e le sue implicazioni geodinamiche e strutturali.

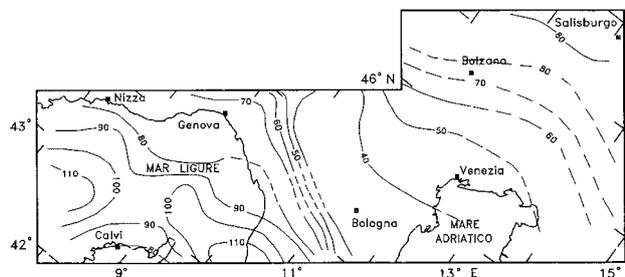


Fig. 3 - Campo regionale della densità di flusso di calore, in mW/m<sup>2</sup>, nelle aree interessate dalla linea CROP 1-1A (vedere Fig. 1). A tratteggio le isolinee incerte.

## MAR LIGURE

Il Mar Ligure viene interpretato come un bacino marginale, generato a seguito di processi di stiramento che hanno interessato il Mediterraneo occidentale dall'Eocene al Miocene inf. (BIJU-DUVAL *et al.*, 1978; DERCOURT *et al.*, 1985). Strutturalmente è costituito da una ristretta fascia di crosta oceanica nella parte più profonda e meridionale del bacino, con una Moho che si trova a 12-14 km sotto il livello del mare, situata tra due margini continentali di spessore crostale crescente verso le coste (LE DOUARAN *et al.*, 1984).

Il campo di densità di flusso di calore in quasi tutto il

Mar Ligure è dominato da alti valori, specialmente a sud della direttrice Nizza-Calvi, dove vengono raggiunti e superati  $110 \text{ mW/m}^2$ . L'andamento del flusso termico superficiale e della struttura litosferica lungo tale direttrice sono mostrati in Fig. 4. Mentre lungo il margine occidentale corso il flusso termico tende a mantenersi relativamente elevato ( $80\text{-}90 \text{ mW/m}^2$ ), lungo quello provenzale diminuisce fino a circa  $70 \text{ mW/m}^2$ . Questo andamento asimmetrico del campo geotermico era già stato riscontrato da altri ricercatori (JEMSEK *et al.*, 1985; BURRUS & FOUCHER, 1986), sulla base di un numero di dati più limitato, non sempre corretti per i diversi disturbi termici. L'asimmetria non può essere spiegata con la diversa produzione di calore radiogenico, in quanto le aree con flusso termico più basso presentano una produzione di calore più elevata (LUCAZEAU & MAILHÉ, 1986). La struttura sismica indica un basamento cristallino, con velocità delle onde longitudinali comprese tra  $4.5\text{-}6.8 \text{ km/s}$ , e una copertura sedimentaria di spessore massimo di  $5\text{-}6 \text{ km}$ . Tra i margini continentali provenzale e corso, nel tratto compreso tra Nizza e Calvi, vi è una crosta di circa  $5 \text{ km}$  di spessore, la cui probabile natura non è completamente oceanica, essendo caratterizzata da velocità,  $5.2\text{-}6.0 \text{ km/s}$ , più basse di quelle tipiche della crosta oceanica riscontrata più a sud (LE DOUARAN *et al.*, 1984).

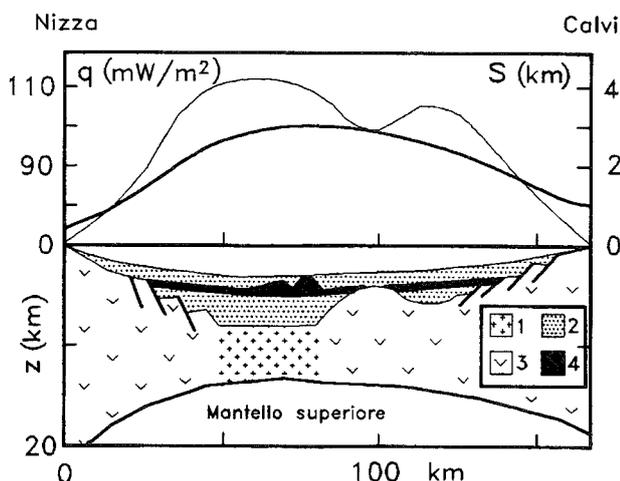


Fig. 4 - Andamento della densità di flusso di calore  $q$  (linea spessa) e della subsidenza tettonica totale  $S$  tra Nizza e Calvi. Struttura litosferica (da LE DOUARAN *et al.*, 1984): crosta suboceanica (1); sedimenti del bacino ligure (2); margini continentali (3); evaporiti (4).

L'evoluzione del bacino ligure può essere descritta mediante il modello di subsidenza di MCKENZIE (1978): lo stiramento istantaneo della litosfera continentale di un fattore  $\beta > 1$  è accompagnato da compensazione isostatica all'assottigliamento e dalla risalita di materiale astenosferico più caldo, producendo una subsidenza iniziale ed una perturbazione termica; il successivo raffreddamento nel tempo causa subsidenza termica, ispessimento del mantello litosferico e diminuzione della densità di flusso di calore superficiale. Tale modello è stato applicato adottando i valori di densità della crosta e del mantello superiore e del coefficiente di espansione termica proposti da LE PICHON & SIBUET (1981), in quanto simili per tutti i margini. Benché l'attuale spessore della crosta in prossimità delle coste francesi e corse vari da  $25$  a  $30 \text{ km}$  (HIRN, 1980; EGGER *et al.*, 1988), è stato scelto uno spessore di  $25 \text{ km}$  antecedente lo

stiramento oligo-miocenico, per tener conto della possibilità di un assottigliamento crostale mesozoico (BURRUS & BESSIS, 1986). Lo spessore regionale della litosfera nelle aree adiacenti al bacino, che varia tra  $75$  e  $110 \text{ km}$  secondo dati sismologici (PANZA *et al.*, 1980) e geotermici (PASQUALE *et al.*, 1990), è stato posto uguale a  $90 \text{ km}$ . La temperatura alla base della litosfera è uguale ai  $9/10$  del *solidus* del mantello, considerando che parte della crosta, a seguito dello stiramento, sia di tipo oceanico.

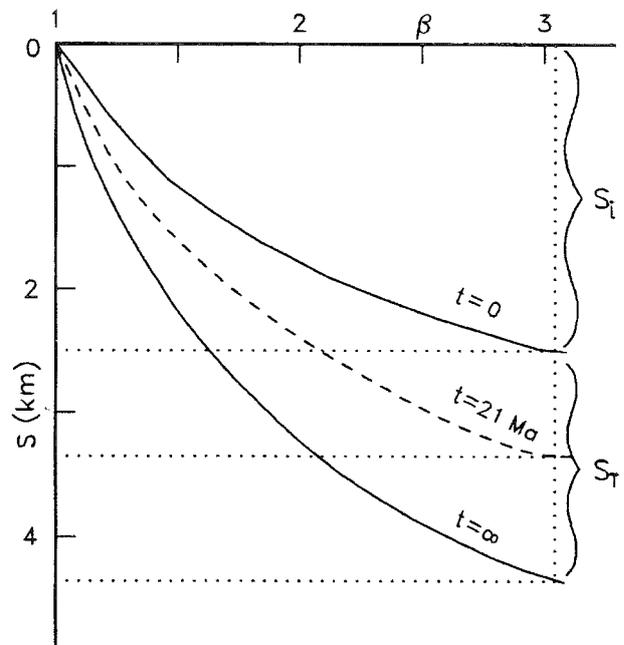


Fig. 5 - Relazione tra subsidenza  $S$  e fattore di stiramento  $\beta$  per il bacino ligure. La curva  $t = 0$  corrisponde alla relazione immediatamente dopo lo stiramento,  $t = 21 \text{ Ma}$  all'età del bacino e  $t = \infty$  al tempo infinito.  $S_t$  è la subsidenza iniziale,  $S_t'$  la subsidenza termica.

In Fig. 5 sono riportati i risultati del modello, in termini di relazione tra fattore di stiramento  $\beta$ , subsidenza iniziale e subsidenza tettonica totale, per  $t = 21 \text{ Ma}$  (età del bacino) e per  $t = \infty$ . La differenza tra la subsidenza tettonica totale e quella iniziale fornisce la subsidenza termica. Assumendo una subsidenza iniziale di  $2.5 \text{ km}$ , che corrisponde al livello di equilibrio isostatico dell'astenosfera (LE PICHON & SIBUET, 1981), si ottiene  $\beta = 3.1$  e una subsidenza tettonica totale di  $4.4 \text{ km}$  per un tempo infinito e di  $3.3 \text{ km}$  per l'età del bacino. Questo significa che per  $\beta > 3.1$  il materiale astenosferico sarebbe in grado di risalire per pressione litostatica attraverso una crosta continentale assottigliata e di formare nuova crosta. Tuttavia, secondo SAWYER (1985), per valori superiori alla subsidenza limite della crosta continentale non si ha l'immediata formazione di una crosta con caratteri oceanici bensì di una crosta di tipo intermedio. Il valore della subsidenza tettonica totale cui corrisponde la creazione di crosta oceanica deve essere superiore a  $4.1 \text{ km}$ , come deriva dai modelli di formazione e raffreddamento di zolle litosferiche (PARSONS & SCLATER, 1977).

Lungo il profilo Nizza-Calvi (Fig. 4), la subsidenza tettonica totale indica condizioni strutturali prossime a quelle oceaniche. La subsidenza, determinata da dati di stratigrafia sismica e batimetria (REHAULT, 1981) e corretta

per il carico dei sedimenti (CROUGH, 1983), tende a raggiungere il valore limite di 4.1 km solo in una ristretta regione al centro del profilo. Un'ulteriore indicazione è fornita dalle relazioni tra età del bacino, stiramento e flusso termico superficiale. Quest'ultimo è dato dalla somma di tre componenti: densità di flusso di calore di equilibrio dal mantello (circa 33 mW/m<sup>2</sup>), flusso termico transitorio dipendente dalla quantità di estensione  $\beta$  e flusso termico dato dal rapporto tra la produzione di calore radiogenico della crosta  $q_c$  e  $\beta$  (McKENZIE, 1978). Per  $q_c \approx 30$  mW/m<sup>2</sup>, come stabilito per l'ercinico del blocco sardo-corso (PASQUALE *et al.*, 1990) e per uno stiramento medio  $\beta \approx 2$ , si ottiene un flusso termico (circa 85 mW/m<sup>2</sup>) dello stesso ordine di quello osservato nei margini continentali stirati. Nell'area con subsidenza tettonica totale maggiore di 4.1 km è valida la relazione di PARSONS & SCLATER (1977), che per un'età del bacino di 21 Ma dà un flusso termico dell'ordine di 105 mW/m<sup>2</sup>, come effettivamente osservato al centro del profilo.

## APPENNINO SETTENTRIONALE

In Fig. 6 è riportata una dettagliata rappresentazione del campo di flusso termico, relativa al margine appenninico settentrionale e a parte del bacino padano. Quest'ultimo settore, in particolare in corrispondenza degli archi sepolti della zona appenninica esterna, appare chiaramente dominato da bassi valori di densità di flusso di calore (circa 30-40 mW/m<sup>2</sup>). Il flusso termico tende ad aumentare verso la parte indeformata del bacino, costituita dalla monoclinale pedealpina ed adriatica, portandosi su valori attorno a 40-50 mW/m<sup>2</sup>, e verso la zona appenninica interna, con valori maggiori di 70 mW/m<sup>2</sup> (Fig. 7). Complessivamente, il settore del bacino relativo alle pieghe appenniniche esterne e all'antistante monoclinale sembra essere racchiuso dall'isoflusso dei 50 mW/m<sup>2</sup>.

La distribuzione del campo geotermico nella zona esterna dell'Appennino settentrionale è fortemente condizionata dal suo complesso assetto strutturale, le cui linee essenziali sono ben note (PIERI & GROPPi, 1981; PATACCA & SCANDONE, 1985; CASTELLARIN & VAI, 1986). Il limite orografico della catena non coincide con il fronte strutturale, che si estende, con vergenza nord, per diverse decine di chilometri sotto i sedimenti quaternari del bacino padano, costituendo la zona appenninica esterna (Fig. 1). Questo assetto si è realizzato con una migrazione di un sistema

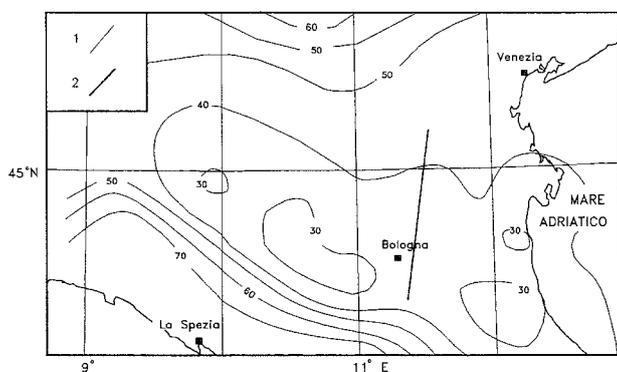


Fig. 6 - Densità di flusso di calore dell'Appennino settentrionale e di parte dell'adiacente bacino padano. Isolinee in mW/m<sup>2</sup> (1); traccia del profilo di Fig. 7 (2).

catena-avanfossa, attraverso fronti di accavallamento a mano a mano più esterni, nei quali sono coinvolti bacini impostati alle spalle del fronte in quel momento attivo e sulla parte anteriore di vecchi fronti inattivati (ORI & FRIEND, 1984). Tale processo si è svolto in un arco di tempo che va dalla fine del Miocene al Pleistocene inf., attraverso varie fasi tettoniche, che hanno causato raccorciamenti e sovrascorimenti, migrati progressivamente verso nord-est (Fig. 7).

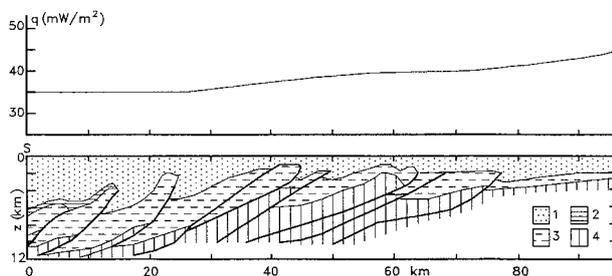


Fig. 7 - Andamento della densità di flusso di calore  $q$  lungo una sezione geologica della zona appenninica esterna (vedere Fig. 6). Quaternario e Pliocene (1); Miocene sup. (2); Miocene e Paleogene (3); Mesozoico (4).

Il notevole accumulo di depositi neogenici, con spessori talora superiori a 8 km, verificatosi in corrispondenza degli archi sepolti appenninici, costituisce un importante effetto di disturbo sul gradiente geotermico. Questo fenomeno tende a ridurre la densità di flusso di calore in funzione dello spessore dello strato sedimentato e del tempo di deposizione fino ad oltre il 30% (PASQUALE & VERDOYA, 1990). Benché la correzione apportata per tale disturbo possa essere stata sottostimata, in quanto è stato considerato solo l'evento sedimentario più recente, è poco probabile che il basso campo geotermico sia imputabile unicamente all'imponente accumulo di sedimenti. MONGELLI *et al.* (1989) hanno dimostrato che, in aree appenniniche, il campo di flusso geotermico è alterato dalla dissipazione di calore per attrito e dal rilassamento termico dovuti ai sovrascorimenti. Lo stesso tipo di analisi, basato sul modello matematico di BREWER (1981) che trascura la ridistribuzione degli elementi radiogenici, è stato qui adottato per valutare l'entità delle perturbazioni al campo di densità di flusso di calore dovute ai sovrascorimenti padani. A tal fine è necessario, oltre che assumere diverse costanti fisiche del mezzo, stabilire la durata dei sovrascorimenti, lo spessore delle falde di ricoprimento, il loro spostamento e la loro geometria.

Sulla base dei dati di PIERI & GROPPi (1981), gli eventi compressivi che hanno portato all'attuale assetto strutturale possono essere schematizzati con una fase, che si colloca fra il Messiniano ed il Pliocene inf., seguita da una seconda importante fase nel Pliocene sup.-Pleistocene inf. I principali livelli di scollamento sembrano essere localizzati entro i terreni del Neogene e presso il limite Mesozoico-Terziario, ma alcune superfici si spingono a profondità maggiore e potrebbero localizzarsi alla base del Mesozoico e talvolta anche nel basamento cristallino (CASSANO *et al.*, 1986). Pertanto, vista la difficoltà di individuare univocamente la profondità della superficie di sovrascorimento, si è assunto, sulla base della sezione strutturale di Fig. 7, uno spessore della falda di 6 km, comprendente la copertura e parte delle successioni mesozoiche sovrascorse durante l'evento compressivo mio-pliocenico. Successivamente, prima del

sovrascorrimento plio-quadernario, si è accresciuto lo spessore della falda di 1 km, per tener conto della sedimentazione del Pliocene inf. La valutazione dell'entità del raccorciamento subito dai fronti di accavallamento presenta analoghe difficoltà. Il raccorciamento totale dipende infatti dalla scelta degli orizzonti profondi di riferimento e risulterebbe tanto maggiore quanto più profonda è la superficie di scorrimento assunta. Inoltre lo spazio percorso dai vari blocchi sovrascorsi varia dalle zone più interne a quelle più prossime alla monoclinale. Come indicato da CASTELLARIN *et al.* (1985), è stato assunto un raccorciamento medio totale di circa 25% per l'evento più antico e di circa 10% per quello più recente.

La variazione della densità di flusso di calore superficiale nel tempo, che risulta dal modello di una falda che sovrascorre orizzontalmente a velocità costante, e per valori limite (0.2-0.6) del coefficiente di attrito come proposto da BYERLEE (1978) e BREWER (1981) è descritta dalla Fig. 8. Sono stati assegnati valori di 1.8 W/(m K) e  $10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s alla conducibilità e diffusività termica della falda, di 2500 kg/m<sup>3</sup> alla densità e di 1.0 kJ/(kg K) al calore specifico, sulla base delle misure di laboratorio eseguite su carote delle successioni sedimentarie del bacino padano (PASQUALE & VERDOYA, 1990). Il valore di flusso di calore di riferimento per la litosfera in equilibrio termico è pari a 60 mW/m<sup>2</sup>, in accordo a quanto proposto da MONGELLI *et al.* (1989). L'effetto dovuto alla variazione della distribuzione verticale degli elementi radiogenici è stato trascurato.

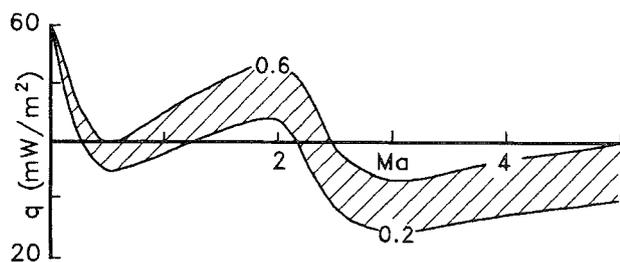


Fig. 8 - Variazione dal Messiniano al presente del flusso termico  $q$  nella zona appenninica esterna, causata da due episodi di sovrascorrimento, per un coefficiente di attrito compreso tra 0.2 e 0.6. La densità di flusso di calore nel Miocene sup. è quella della litosfera stabile.

Considerando un coefficiente di attrito medio di 0.4, la densità di flusso di calore superficiale inizialmente decresce di circa 40%, per poi aumentare fino a circa 50 mW/m<sup>2</sup>, dopo 2 Ma dall'inizio dell'evento. Successivamente, il disturbo generato dalla seconda fase di sovrascorrimento produce un ulteriore decremento del flusso termico che, al presente, assume valori compresi tra 30-40 mW/m<sup>2</sup>, in buon accordo con quanto osservato sperimentalmente.

## ALPI ORIENTALI

Le Alpi orientali sono costituite da varie unità a falde di ricoprimento con differenti polarità, che rendono particolarmente complesso l'assetto strutturale di questa parte di catena alpina. La linea Giudicarie-Pusteria separa le unità austroalpine nord-vergenti ed il sottostante basamento, costituito dalle successioni alpine della finestra tettonica

dei Tauri, dalle Alpi meridionali (Fig. 1). Queste ultime sono costituite da grandi sistemi arcuati, caratterizzati da vergenza sud, il cui assetto asimmetrico può essere messo in relazione alla presenza della piattaforma veneziana, costituita da intrusioni di graniti ercinici e vulcaniti permiane e paleogene, che agisce come blocco rigido all'avanzamento del fronte delle Alpi meridionali (CASTELLARIN & VAI, 1986).

Nella zona in studio, gli archi interno-intermedio ed intermedio, di età Paleogene-Miocene, costituiscono la parte più settentrionale del sudalpino. L'arco esterno, completamente sepolto sotto la copertura plio-quadernaria del bacino padano, ha la stessa età (Miocene sup.-Pliocene sup.) della zona appenninica esterna e si sviluppa esclusivamente oltre il fronte degli altri sistemi arcuati.

Da un punto di vista strutturale, questi sistemi di archi hanno vergenza opposta a quella degli Appennini, con i quali condividono l'avampaese, costituito dalla monoclinale pedalpina ed adriatica. Mentre gli archi esterni appenninici devono la loro origine al sovrascorrimento sull'avampaese non deformato, quelli alpini sono stati generati per sottoscorrimento della crosta adriatica verso nord. È possibile quindi ipotizzare un meccanismo di subduzione a carattere attivo per il fronte sudalpino e prettamente passivo per quello appenninico padano.

Poiché esistono affinità strutturali ed evolutive tra la zona dell'arco esterno delle Alpi meridionali ed il coevo fronte appenninico sepolto, un'analisi analoga a quella effettuata per l'effetto termico dei sovrascorrimenti padani, indica che la densità di flusso di calore superficiale, data la minor entità dei sovrascorrimenti sudalpini, può assumere valori attorno a 50 mW/m<sup>2</sup>. Nelle restanti province, la densità di flusso di calore varia da un minimo di 45 mW/m<sup>2</sup>, in corrispondenza dell'avampaese appenninico, fino a circa 80 mW/m<sup>2</sup> per la zona austroalpina, mostrando un andamento crescente da sud a nord (Figg. 3 e 9).

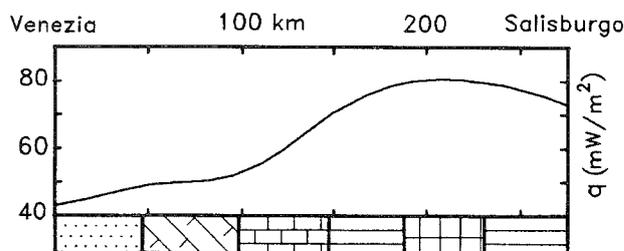


Fig. 9 - Densità di flusso di calore  $q$  tra Venezia e Salisburgo. Simboli delle province geologiche come in Fig. 1.

## CONCLUSIONI

Il modello regionale del campo di densità di flusso di calore, che deriva dall'analisi congiunta di dati termici e geologici, evidenzia le variazioni a grande scala del regime termico delle aree attraversate dal profilo CROP 1-1A. L'alto flusso termico nel Mar Ligure e nella zona peritirrenica appenninica si contrappone al basso flusso delle province che vanno dalla zona esterna appenninica all'arco intermedio sudalpino. Le conseguenze di questo forte contrasto sul regime sismotettonico e sul comportamento reologico della litosfera sono state analizzate in un recente lavoro di PASQUALE *et al.* (1993). Benché i valori più bassi

trovano giustificazione negli effetti termici dei sovrascorimenti dei sistemi arcuati alpini ed appenninici cenozoici, i processi di convergenza e subduzione, legati allo sviluppo sia del sistema alpino-appenninico che dell'avampaese indeformato compreso tra gli archi, devono essere considerati per spiegare il basso flusso di calore regionale. Gli elevati flussi termici sono dovuti a processi tettonici che hanno portato allo stiramento della litosfera e alla formazione del bacino marginale ligure e del sistema tirrenico-appenninico.

Un modello di stiramento più complesso di quello proposto per il Mar Ligure comporterebbe la dipendenza dalla profondità del fattore di stiramento, il quale è in genere maggiore nella parte duttile della litosfera che nella crosta superiore, ed intrusioni ignee nella crosta inferiore continentale soggetta a deformazione (ROYDEN *et al.*, 1983). Comunque, è stato dimostrato che un'intrusione orizzontale controlla la variazione del volume crostale e la subsidenza iniziale, mentre la densità del flusso di calore e la subsidenza termica rimangono funzione del fattore di stiramento (McKENZIE, 1984). Ciò implica che il valore limite inferiore di subsidenza tettonica totale, calcolato per la crosta intermedia, potrebbe risultare leggermente più elevato, mentre quello corrispondente alla crosta oceanica resterebbe inalterato, in quanto dedotto dal flusso termico e dall'età del processo di stiramento.

#### BIBLIOGRAFIA

- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J. & MONTADERT L. (1978) - *Structure and evolution of the Mediterranean basins*. Initial Rep. Deep-Sea Drill. Proj., **42**(1), 951-984.
- BREWER J. (1981) - *Thermal effects of the thrust faulting*. Earth and Planet. Sci. Lett., **56**, 233-244.
- BURRUS J. & BESSIS F. (1986) - *Thermal modelling in the Provençal Basin (NW-Mediterranean)*. In: Thermal Modelling in Sedimentary Basins. Editions Technip, Paris, pp. 393-416.
- BURRUS J. & FOUCHER J.P. (1986) - *Contribution to the thermal regime of the Provençal Basin based on Flumed heat flow surveys and previous investigations*. Tectonophysics, **128**, 303-334.
- BYERLEE J.D. (1978) - *Friction of rocks*. Pure Appl. Geophys., **116**, 616-626.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP, Servizi Centrali per l'Esplorazione, Metodologie e Appl. Geofisiche, Milano, 28 pp.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po Plain Apenninic Arcs*. In: The Origin of Arcs. Elsevier, Amsterdam, 253-280.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) - *Analisi strutturale del fronte appenninico padano*. Giornale di Geologia, **47** (1-2), 47-75.
- CERMÁK V., DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., SCHULZ R. & VERDOYA M. (1992) - *Heat-flow density*. In: A Continent Revealed: The European Geotraverse. Cambridge University Press, Cambridge, 49-57.
- CROUGH S.T. (1983) - *The correction for sediment loading on the seafloor*. J. Geophys. Res., **88**, 6449-6454.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E. *et al.* (1985) - *Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20000000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour le période du Lias à l'Actuel*. Bull. Soc. Géol. Fr., **8**, I, 5, 637-652.
- EGGER A., DEMARTIN M., ANSORGE J., BANDA E. & MAISTRELLO M. (1988) - *The gross structure of the crust under Corsica and Sardinia*. Tectonophysics, **150**, 363-389.
- FINCKH P. (1983) - *On the calibration of lacustrine heat-flow density measurements in a borehole in Lake Zürich, Switzerland*. In: Results of the First Workshop on Standards in Geothermics. Zbl. Geol. Paläontol., Teil 1, 102-107.
- HIRN A. (1980) - *Le cadre structural profond d'après les profils sismiques*. In: Evolution Structurale de la France. Congr. Géol. Int., 26e, Coll. C7, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **107**, 34-39.
- JEMSEK J.P., VON HERZEN R., REHAULT J.P., WILLIAMS D.L. & SCLATER J. (1985) - *Heat flow and lithospheric thinning in the Ligurian basin (NW Mediterranean)*. Geophys. Res. Lett., **12**, 693-696.
- JEMSEK J.P. (1988) - *Heat flow and tectonics in the Ligurian basin and margins*. Ph. D. Thesis, MIT-WHOI, WHOI-25, 488 pp.
- LE DOUARAN S., BURRUS J. & AVEDIK F. (1984) - *Deep structure of the northwestern Mediterranean basin: results of a two ship seismic survey*. Mar. Geol., **55**, 325-345.
- LE PICHON X. & SIBUET J.C. (1981) - *Passive margins: a model of formation*. J. Geophys. Res., **86**, 3708-3720.
- LODDO M. & MONGELLI F. (1979) - *Heat flow in Italy*. Pure Appl. Geophys., **117**, 135-149.
- LUCAZEAU F. & MAILHÉ D. (1986) - *Heat-flow, heat-production and fission track data from the Hercynian basement around the Provençal basin (Western Mediterranean)*. Tectonophysics, **128**, 335-356.
- McKENZIE D. (1978) - *Some remarks on the development of the sedimentary basins*. Earth Plan. Sci. Lett., **40**, 25-32.
- McKENZIE D. (1984) - *A possible mechanism for epeirogenic uplift*. Nature, **307**, 616-618.
- MONGELLI F., LODDO M., TRAMACERE A., ZITO G., PERUSINI P., SQUARCI P. & TAFFI L. (1981) - *Contributo alla mappa del flusso geotermico in Italia: misure sulla fascia preappenninica marchigiana*. Atti 1° Conv. Gruppo Naz. Geofis. Terra Solida. CNR, Roma, 427-450.
- MONGELLI F., ZITO G., CIARANFI N. & PIERI P. (1989) - *Interpretation of heat flow density of the Apennine chain, Italy*. Tectonophysics, **164**, 267-280.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- PANZA G.F., MUELLER ST. & CALCAGNILE G. (1980) - *The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves*. Pure Appl. Geophys., **118**, 1209-1213.

PARSONS B. & SCLATER J.G. (1977) - *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age*. J. Geophys. Res., **82**, 803-827.

PASQUALE V. (1985) - *A review of heat-flow density values in northern Italy*. Collana studi e ricerche dell' Accademia Ligure di Scienze e Lettere, **6**, 77-90.

PASQUALE V. & VERDOYA M. (1990) - *Geothermal regime of the Po basin, Italy*. In: Deep structure of the Alps. Mém. Soc. Géol. Fr., Paris, **156**; Mém. Soc. Géol. Suisse, Zürich, **1**; Vol. Spec. Soc. Geol. It., Roma, **1**, 135-143.

PASQUALE V., CABELLA C. & VERDOYA M. (1990) - *Deep temperatures and lithospheric thickness along the European Geotraverse*. Tectonophysics, **176**, 1-11.

PASQUALE V., VERDOYA M., CHIOZZI P. & AUGLIERA P. (1993) - *Dependence of the seismotectonic regime on the thermal state in the northern Italian Apennines*. Tectonophysics, **217**, 31-41.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1985) - *Struttura geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. In:

Progetto cartografia geologica. Regione Emilia Romagna, Bologna, 102-118.

PELLIS G. & DELLA VEDOVA B. (1990) - *Come produrre mappe di flusso di calore più significative?* Atti 9° Conv. Gruppo Naz. Geofis. Terra Solida. CNR, Roma (in stampa).

PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy*. Pubbl. n° 414 Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto Modello Strutturale. CNR, Roma, 32 pp.

REHAULT J.P. (1981) - *Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure*. These de doctorat d'état des sciences naturelles, Univ. Paris VI, 105 pp.

ROYDEN L., HORVATH F., NAGYMAROSY A. & STEGENA L. (1983) - *Evolution of the Pannonian basin system: subsidence and thermal history*. Tectonics, **2**, 91-137.

SAWYER D.S. (1985) - *Total tectonic subsidence: a parameter for distinguishing crust type at the U.S. Atlantic continental margin*. J. Geophys. Res., **90**, 7751-7769.