

# La gravimetria da satellite come vincolo nelle stime di flusso di calore: primi risultati

## Satellite Gravity as a Constraint for Heat Flow Estimates: First Results

Alberto Pastorutti<sup>1</sup>, Carla Braitenberg<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Dip. di Matematica e Geoscienze, Università degli Studi di Trieste, Via Edoardo Weiss 1, 34128 Trieste, Italy



### 0. Introduzione

#### Misure di flusso in superficie

distribuzione non omogenea, *sampling bias* [1] dovuto a vincoli logistici, interesse per sfruttamento, disponibilità dei dati...

#### Modelli di campo di gravità da satellite

copertura omogenea, contenuto spettrale sufficiente a risolvere le anomalie associate a strutture geologiche a scala regionale

**Fondamenti:** Pur mancando una relazione semplice tra grandezze termiche e distribuzione di massa, una **relazione tra spessore della crosta continentale e produzione di calore radiogenico crostale** (RHP), se valida, può legare anomalie di gravità e una componente del flusso osservato in superficie.

#### Procedura per questa verifica preliminare:

- Modello stazionario con flusso 1D per analisi di sensibilità e propagazione incertezza
- Stima della **produzione di calore crostale** tramite inversione del modello globale di gravità dai dati del satellite GOCE
- Obiettivo:** separazione tra componente di flusso **profonda** (attraverso la Moho), **crostale** (radiogenica) e perturbazioni **superficiali** (es. circolazione fluidi, trasporto sedimenti,...)
- Ricaviamo una griglia uniforme del flusso in superficie, come somma tra stima crostale e flusso ridotto alla Moho, interpolato.
- Rispetto a griglia senza vincolo gravità: meno influenzata da anomalie locali.

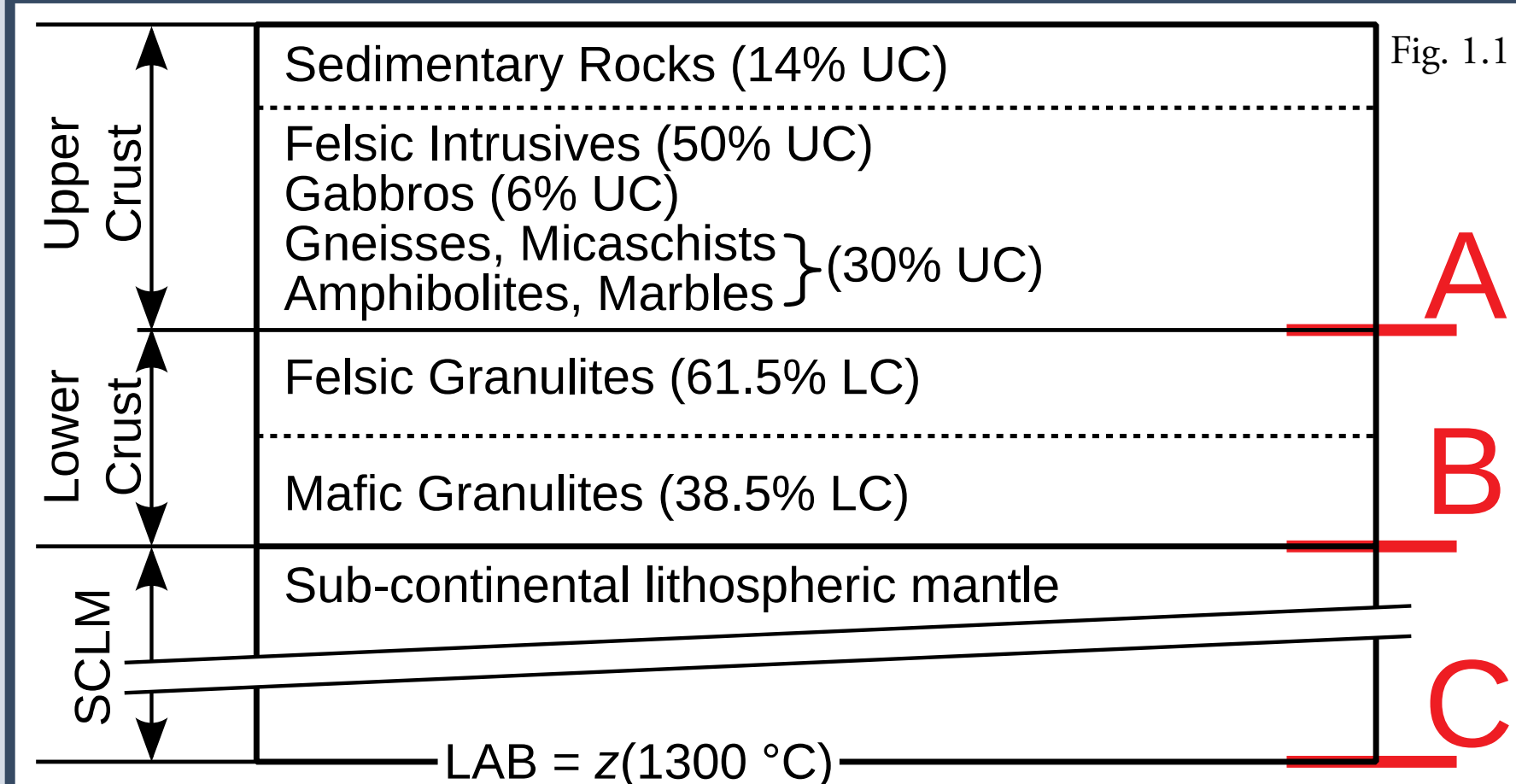
### 1. Modello litosferico

#### Crosta continentale:

- modello a 3 strati [2], ciascuno caratterizzato da RHP (dataset [3]) e conducibilità termica ( $k(T)$  secondo [4,5]), stima delle incertezze: ogni parametro ha una funzione di densità di probabilità associata;
- fattori di scala per la RHP: 2 **superfici definite da contrasti di densità**, invertite da anomalia di Bouguer (**B** 0.45 Mg/m<sup>3</sup> crosta-mantello, **A** 0.2 Mg/m<sup>3</sup> crosta sup.-inf.), separate con criterio spettrale a 200 km<sup>-1</sup>

#### Mantello litosferico sub-continentale:

conducibilità assumendo mantello di riferimento *Fo90Fa10* (dunite), dipendenza  $k(T)$  secondo [6,7]. LAB (**C**) come isoterma dei 1300 °C, convertita in / invertita da flusso alla Moho ( $Q_m$ ).



### 2. Realizzazione numerica

Litosfera discretizzata in colonne di base 20x20 km, dalla LAB alla superficie, campionamento verticale con passo 250 m.

Le ipotesi adottate permettono di impiegare la **soluzione analitica all'eq. di conduzione in steady state**, ottenendo la seguente per la temperatura ( $z$  negativa in profondità,  $A(z)$  distribuzione di RHP in profondità)

$$T(z) = \int_0^z -\frac{A(z)}{k(z)} dz + \int_0^z \frac{Q_m}{k(z)} dz + T(0)$$

della quale calcoliamo il valore (risultato cumulativo di un'approssimazione trapezoidale) per ogni step in profondità.

**Valutiamo la dipendenza  $k(T)$**  partendo da un gradiente standard (25 K/km, verificato come non critico entro  $\pm 10$  K/km) e ricalcolando iterativamente la geoterma (la differenza dall'iterazione precedente è inferiore a 1 K entro 5 iterazioni). La **propagazione dell'incertezza** viene stimata tramite *random modeling* (v. [8]) con 10000 iterazioni/colonna, associando una distribuzione a ciascuno dei parametri in ingresso. Otteniamo un volume in cui a ogni cella è associata una distribuzione di  $Q$ ,  $dT/dz$ ,  $T$ . Rappresentiamo mediana e range interquartile di una colonna in **fig. 2.1**.

### 3. Modello di gravità e inversione

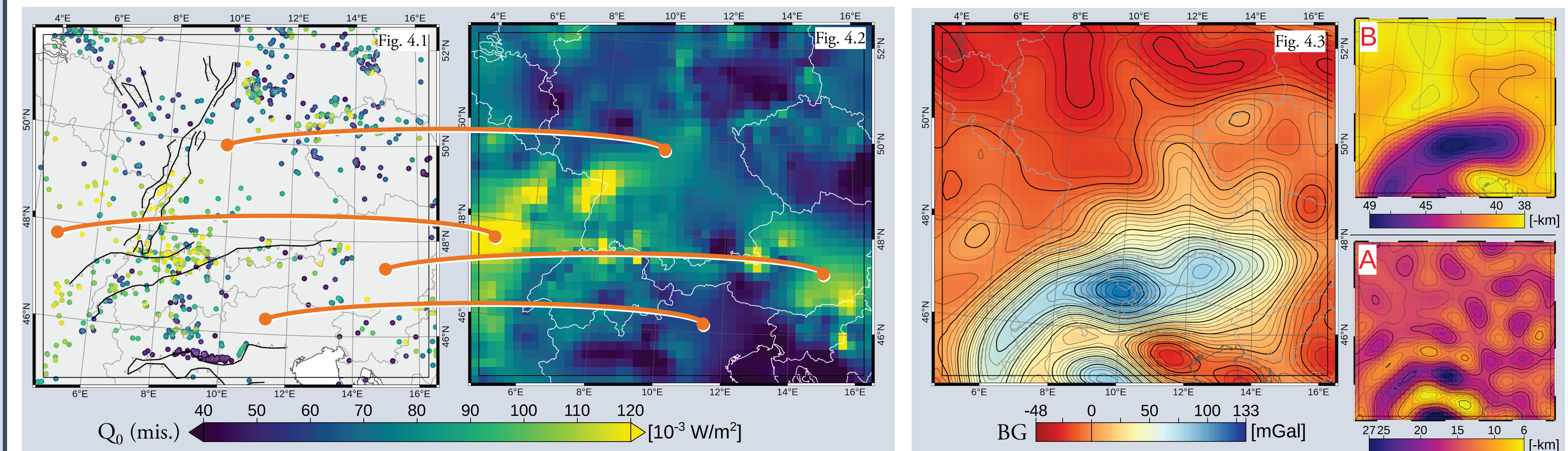
Utilizziamo la versione **go\_cons\_gcf\_2\_tim\_r5** del modello globale di campo di gravità derivato dal satellite GOCE (ESA) [9], il cui dato in termini di  $g$  ha una precisione al ppm e una risoluzione di 70 km (sviluppo fino a N=280).

Da questa otteniamo un'anomalia di Bouguer globale (v. fig. 4.3), calcolata a 8 km sopra GRS80, tramite GrafLab [11] e il modello di topografia Earth2012 [12] limitato a N=280.

L'anomalia è stata proiettata in UTM e sovra-campionata di un fattore 3.5 alla griglia 20x20 km del modello.

L'inversione delle superfici **B** e **A** dal dato gravimetrico è ottenuta con Lithoflex [13], in due successivi passaggi. La superficie ottenuta nel primo è filtrata sopra una lunghezza d'onda minima (200 km) e il residuo tra modello filtrato e dati in ingresso è utilizzato come input per il secondo passaggio. Ciò ha l'obiettivo di separare l'effetto di corpi superficiali, meno densi, assegnandoli a una crosta superiore più differenziata, maggiormente radiogenica.

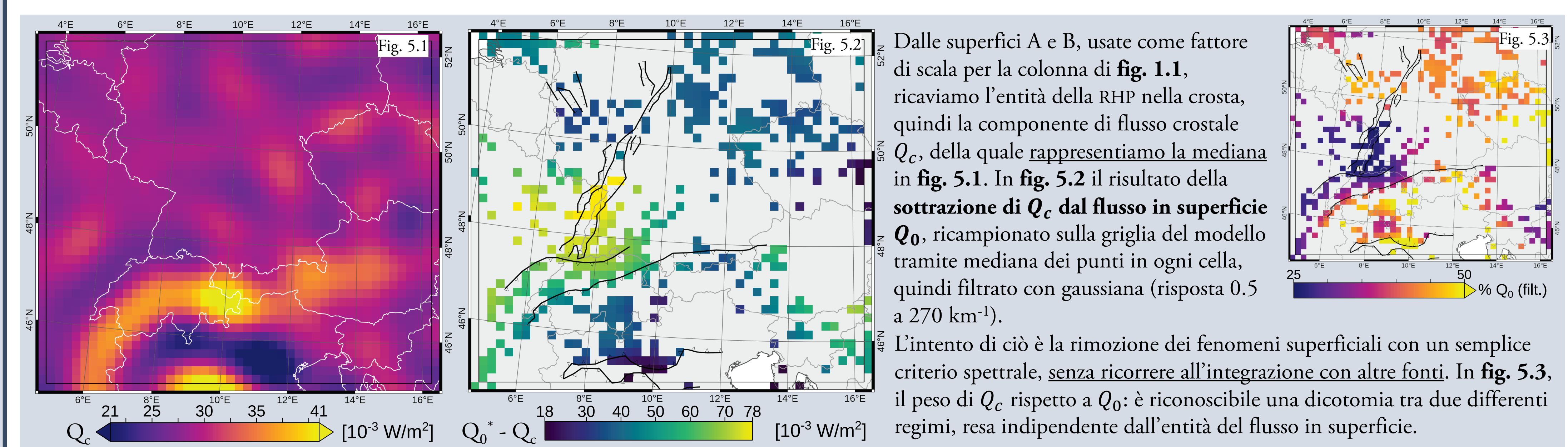
### 4. Dati in ingresso: misure di flusso disponibili, campo di gravità da GOCE



**Sinistra:** singole **misure di flusso** in superficie dal database IHFC. Per distinguere i domini coinvolti, dominati da differenti regimi (*play*) di trasporto di calore, è sovrapposto uno schematico inquadramento tettonico, da [10]. **Destra:** risultato di una mappa di flusso ottenuta a partire dai punti, con minima elaborazione: *block-kriging, search radius = 500 km*, rigettati i valori oltre 400 mW/m<sup>2</sup>. Sono evidenziate alcune aree (•) sprovviste di dati.

**Anomalia di Bouguer** a 8 km sopra GRS80 (v. sez. 3), proiettata su griglia 20x20 km, sovrapposte le isolinee con passo 5(20) mGal. Va notato il bias introdotto dalla correzione topografica globale (v. [14]). Nei riquadri a destra, le profondità delle superfici **A** e **B** ottenute da inversione.

### 5. Stima della componente crostale, *backstripping* del flusso alla base della crosta

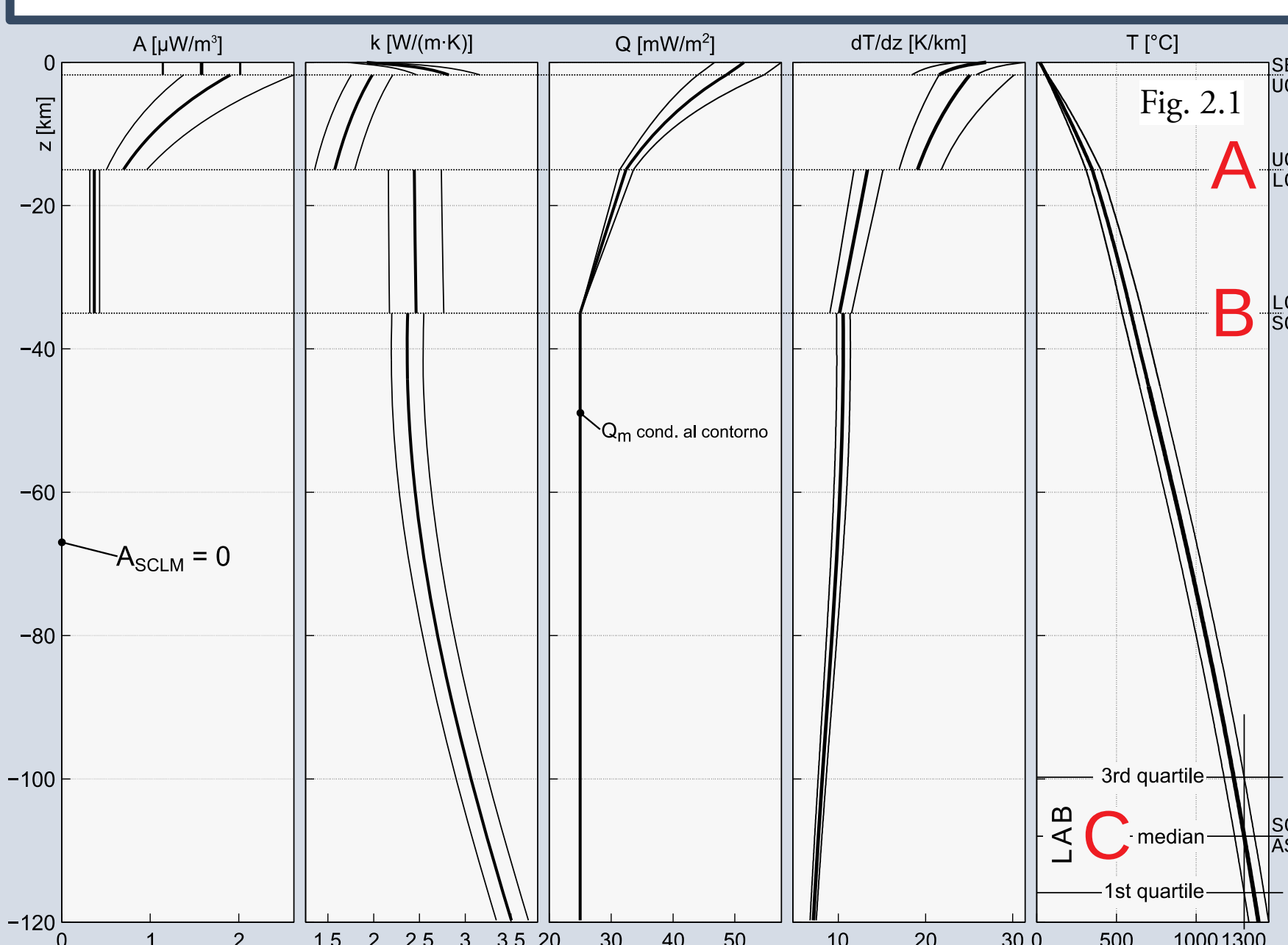
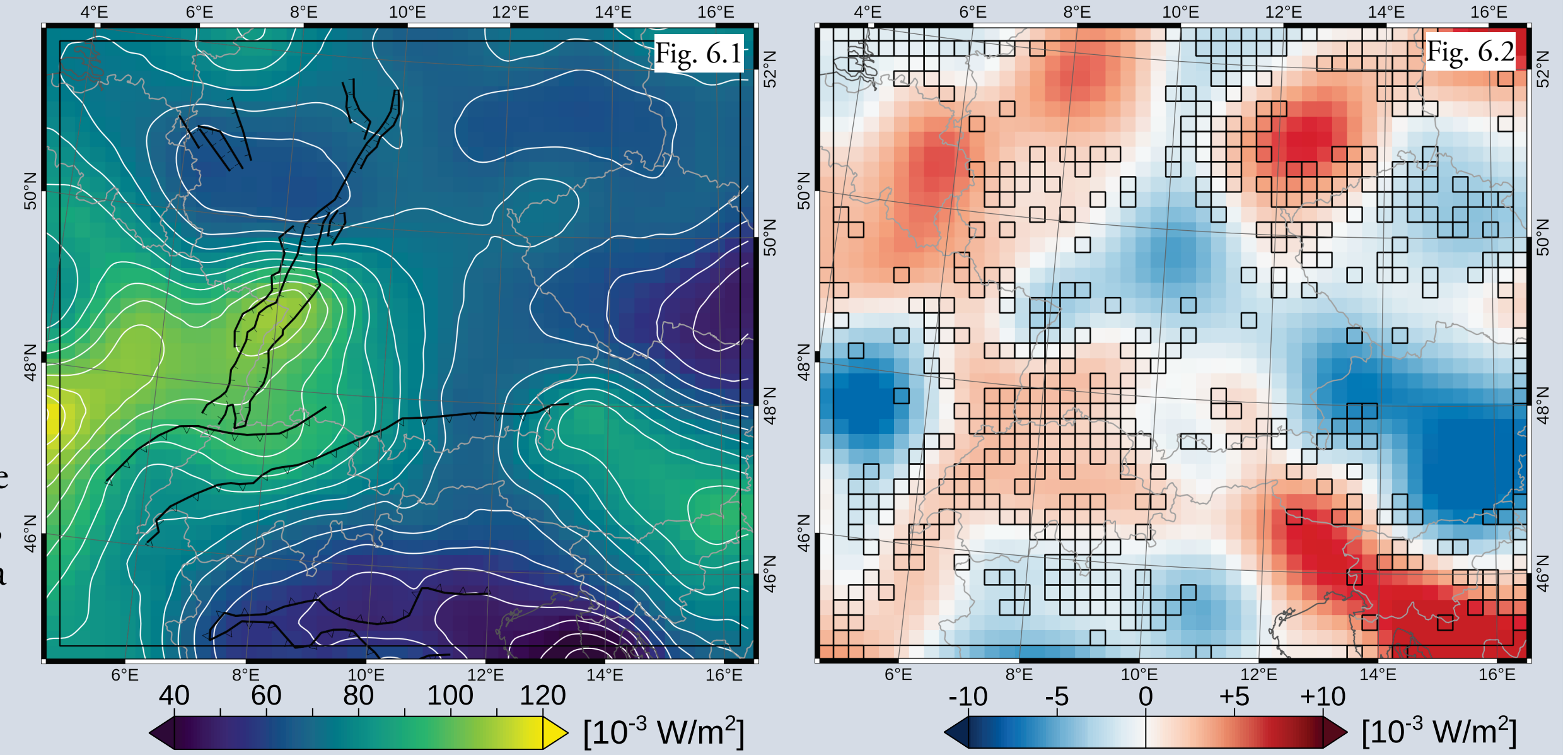


Dalle superfici A e B, usate come fattore di scala per la colonna di **fig. 1.1**, ricaviamo l'entità della RHP nella crosta, quindi la componente di flusso crostale  $Q_c$ , della quale **rappresentiamo la mediana** in **fig. 5.1**. In **fig. 5.2** il risultato della **sottrazione di  $Q_c$  dal flusso in superficie  $Q_0$** , ricampionato sulla griglia del modello tramite mediana dei punti in ogni cella, quindi filtrato con gaussiana (risposta 0.5 a 270 km<sup>-1</sup>). L'intento di ciò è la rimozione dei fenomeni superficiali con un semplice criterio spettrale, **senza ricorrere all'integrazione con altre fonti**. In **fig. 5.3**, il peso di  $Q_c$  rispetto a  $Q_0$ : è riconoscibile una dicotomia tra due differenti regimi, resa indipendente dall'entità del flusso in superficie.

### 6. Stima del flusso in superficie e confronto

In **fig. 6.1** è rappresentata una stima **completa** di  $Q_0$ , con la stessa scala di colore delle figure della sez. 4. È ottenuta sommando la stima di  $Q_c$  (**fig. 5.1**) e l'interpolazione delle celle in cui  $Q_0 - Q_c$  è disponibile (**fig. 5.3**). Interpretando quest'ultimo dato come la componente attraverso la Moho  $Q_m$ , si rende accettabile la sua interpolazione su lunghezze caratteristiche superiori a quelle della variazione di spessore crostale e dei fenomeni superficiali di trasporto di calore (includendo in questi anche tutti i processi in atto, fuori dall'equilibrio, es. apporto di sedimenti recente).

Un **confronto** diretto tra la nostra stima di **fig. 6.1** e le misure interpolate di **fig. 4.2** sarebbe dominato dalle componenti a breve lunghezza d'onda, ovvero i fenomeni prima definiti locali, filtrati a 270 km. Pertanto, prima di calcolare la **differenza tra stima e semplice interpolazione** (**fig. 6.2**) il contenuto di **fig. 4.2** è stato preventivamente convoluto con lo stesso filtro.



### 7. Discussione e conclusioni

- Confronto (**fig. 6.2**) segno negativo = la semplice interpolazione sovrastima il flusso: l'interpolazione del flusso ridotto alla Moho  $Q_m$  previene che l'effetto di fenomeni locali venga esteso.
- L'interpretazione  $Q_0^* - Q_c = Q_m$  trova una criticità nel metodo di separazione dei contributi superficiali: il criterio spettrale adottato non è adeguato:
  - quando non sono strettamente locali, se confrontati con la frequenza di taglio (es. bacini)
  - o mascherati in componenti a lunga frequenza (a causa del campionamento irregolare)
  - o condizioni di non-equilibrio termico.
 vogliamo comunque ottenere una stima indipendente da altri dati (non-calore, non-grav), quindi va stimata l'incertezza introdotta da questa criticità.
- Relazione tra spessore crostale (per crosta a 2 strati) e quantità di elementi radiogenici: dibattuta, necessità di validarla localmente integrando con altri dati.

### Riferimenti bibliografici

[1] Mareschal, J.C., Jaupart, C., 2013. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. *Tectonophysics* 609, 524–534. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.001

[2] Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1217–1232. doi:10.1016/0016-7037(95)00038-2

[3] Vilà, M., Fernández, M., Jiménez-Munt, I., 2010. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics* 490, 152–164. doi:10.1016/j.tecto.2010.05.003

[4] Chapman, D.S., 1986. *Thermal gradients in the continental crust*. Geological Society, London, Special Publications 24, 63–70. doi:10.1144/GSL.SP.1986.024.01.07

[5] Allen, P.A., Allen, J.R., 2013. *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. John Wiley & Sons.

[6] Schatz, J.F., Simmons, G., 1972. Thermal conductivity of earth materials at high temperatures. *Journal of Geophysical Research* 77, 6966–6983. doi:10.1029/JB077i035p06966

[7] Hofmeister, A.M., 1999. Mantle Values of Thermal Conductivity and the Geotherm from Phonon Lifetimes. *Science* 283, 1699–1706. doi:10.1126/science.283.5408.1699

[8] Jokinen, J., Kukkonen, I.T., 1999. Random modelling of the lithospheric thermal regime: Forward simulations applied in uncertainty analysis. *Tectonophysics* 306, 277–292. doi:10.1016/S0040-1951(99)00061-X

[9] GOCE-ESA, 2014. GO CONS GCF 2 TIM R5 datasheet. URL: [https://earth.esa.int/documents/10174/1604019/GO\\_CONS\\_EGM\\_GCF\\_2\\_TIM\\_R5\\_DataSheet.pdf](https://earth.esa.int/documents/10174/1604019/GO_CONS_EGM_GCF_2_TIM_R5_DataSheet.pdf)

[10] Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C.L.C.d., Gerbault, M., Pük, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences* 96, 1003–1031. doi:10.1007/s00531-007-0202-2

[11] Bucha, B., Jana'k, J., 2013. A matlab-based graphical user interface program for computing functionals of the geopotential up to ultra-high degrees and orders. *Computers & Geosciences* 56, 186–196. doi:10.1016/j.cageo.2013.03.012

[12] Hirt, C., Claessens, S., Kuhn, M., 2012. A short guide on the use of earth2012 topopotential models. URL: [geodesy.curtin.edu.au/local/docs/Guide\\_topopotential\\_models.pdf](http://geodesy.curtin.edu.au/local/docs/Guide_topopotential_models.pdf)

[13] Braitenberg, C. and Zadro, M. 1999. Iterative 3D gravity inversion with integration of seismicologic data. *Boll. Geof. Teor. Appl* 40.3, p. 4

[14] Szwillus, W., Ebbing, J., Holzrichter, N., 2016. Importance of far-field topographic and isostatic corrections for regional density modelling. *Geophys. J. Int.* 207, 274–287. doi:10.1093/gji/ggw270

The authors are grateful to William D. Gosnold of the University of North Dakota, interim custodian of the global heat flow database of the IHFC (IASPEI) available at [www.heatflow.und.edu/index2.html](http://www.heatflow.und.edu/index2.html). The authors also acknowledge the International Renewable Energy Agency (IRENA) for hosting the prepared maps on its *GlobalAtlas*, enabling the data to be publicly accessible. The outline of main tectonic lineaments in the area (Alpine thrusts and ECRIS normal faults) were redrawn from the work of Bourgeois et al. [10].

Contatti: alberto.pastorutti@gmail.com