

Influenza dell'idratazione del cuneo di mantello sull'evoluzione di un sistema di subduzione oceano/continente: una simulazione numerica

MANUEL RODA (*), ANNA MARIA MAROTTA (*) & MARIA IOLE SPALLA (°)

ABSTRACT

Influence of hydration in the mantle wedge on the evolution of an ocean/continent system: a numerical simulation

The evolution of an ocean/continent subduction system is simulated by using a 2D finite elements thermomechanical model. The effects of hydration in mantle wedge on mantle flow and on crustal recycling is studied for different hydration rates and maximum depth of dehydration of the oceanic crust for two selected typical subduction velocities (1 cm/a and 5 cm/a). We found a direct relationship between the amount of recycled material and the maximum depth of dehydration. Moreover, the hydration rate and hydration depth have an important impact on peak pressure and temperature of recycled continental crust for a subduction rate of 5 cm/a.

Key words: *mantle wedge, mantle hydration, ocean/continent subduction, numerical modeling.*

Parole chiave: *cuneo di mantello, idratazione del mantello, subduzione oceano/continente, modellizzazione numerica.*

INTRODUZIONE

Numerosi studi su rocce di alta e ultra alta pressione, connesse allo sviluppo di un margine convergente, hanno evidenziato come porzioni di crosta continentale e oceanica coinvolte nella subduzione siano frequentemente associate a peridotiti idrate. I loro percorsi P-T e i dati geocronologici suggeriscono una rapida esumazione indotta da un flusso forzato presente all'interno del cuneo di mantello suprasubduttivo.

Modelli petrologici (SCHMIDT & POLI, 1998) e le simulazioni numeriche (GERYA & STOCKHERT, 2005) rivelano come il processo di deidratazione che coinvolge la litosfera oceanica in subduzione e la conseguente idratazione del cuneo di mantello abbiano un contributo fondamentale per l'instaurarsi di un flusso forzato in grado di trasportare porzioni di crosta presenti all'interno del cuneo di mantello da elevate profondità verso la superficie. Su molti aspetti, comunque, la discussione è ancora aperta.

Per indagare ulteriormente sul ruolo del processo di idratazione sul meccanismo di ricircolo ed esumazione di

materiale crostale, è stato sviluppato un modello numerico bi-dimensionale per simulare la subduzione forzata di litosfera oceanica al di sotto di un margine continentale. Il modello prevede la progressiva deidratazione della crosta oceanica e l'instaurarsi di un cuneo di mantello idrato. Lo studio è stato condotto variando la velocità di convergenza, l'angolo del cuneo di idratazione e la massima profondità di deidratazione della crosta oceanica, al fine di valutare l'influenza dei suddetti parametri nei confronti della dinamica all'interno del cuneo e dell'evoluzione termo-barometrica di porzioni di litosfera continentale riciclata nel canale di subduzione.

MODELLO NUMERICO

Lo stato fisico del sistema, per ogni intervallo temporale, è determinato risolvendo le equazioni di continuità, di conservazione del momento e di conservazione dell'energia, espresse nella forma:

$$\nabla \cdot (\bar{u}) = 0 \quad (1)$$

$$-\nabla p + \nabla \cdot \tau + \rho \bar{g} = 0 \quad (2)$$

$$\rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla T \right) = \nabla \cdot (K \nabla T) + \rho H \quad (3)$$

secondo l'approccio descritto in MAROTTA & SPALLA, 2007, dove \bar{u} rappresenta la velocità, p la pressione, τ lo stress deviatorico, ρ la densità, \bar{g} l'accelerazione di gravità, C_p la capacità termica a pressione costante, T la temperatura, K la conducibilità termica e H la produzione di calore per unità di massa.

La griglia di riferimento di 1400 km di lunghezza e 700 km di profondità (fig. 1) è composta da 5761 nodi e 2808 elementi triangolari biquadratici di dimensioni variabili. La differenziazione composizionale dei vari materiali caratterizzanti il sistema è stata ottenuta mediante la tecnica delle particelle lagrangiane (MAROTTA & SPALLA, 2007), utilizzando circa 1 milione di marcatori distribuiti con densità di 1 marcatori ogni 0.25 km². Le condizioni al contorno sono indicate in figura 1. Al fine di permettere la variazione temporale della topografia, sopra la litosfera si considera uno strato di aria spesso 8 km. Il modello prevede che la topografia

(*)Sezione di Geofisica, Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università degli Studi di Milano, Italia.

(°)Sezione di Geologia, Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università degli Studi di Milano, Italia.

venga istantaneamente erosa, per sedimentare all'interno del cuneo di accrezione.

Per simulare la progressiva idratazione del cuneo di mantello suprasubduttivo, conseguente alla deidratazione della placca oceanica, si è scelto di intervenire sul parametro viscosità dei singoli materiali che lo caratterizzano. La brusca riduzione delle velocità sismiche in questa porzione di mantello fa presupporre l'esistenza di una regione a minore viscosità rispetto a quelle circostanti, con valori variabili tra 10^{18} e 10^{20} (BILLEN & GURNIS, 2001; ABERS *et alii*, 2006; RONDENAY *et alii*, 2008). L'ambiguità riguardo i meccanismi deformativi agenti nel cuneo di mantello idrato ci suggerisce di considerare una viscosità uniforme e indipendente dalla temperatura per tutti i materiali presenti nel canale di subduzione idrato, con valore uguale 10^{19} (BILLEN & GURNIS, 2001; ARDAY *et alii*, 2005; GERYA & STOCKHERT, 2005; MEDA *et alii*, 2007). La profondità massima del cuneo è determinata, per ogni intervallo temporale, dall'ascissa e dall'ordinata del marcatore di crosta oceanica più profondo, fino ad un valore limite fissato (Y_{lim}), oltre al quale si può considerare un contributo di idratazione trascurabile (SCHMIDT & POLI, 1998; ARDAY *et alii*, 2005). Il cuneo di mantello idrato è approssimato geometricamente con un triangolo acuto, delimitato alla base dalla retta $Y_i = mX_i + q$, assimilabile al piano di subduzione, dove Y_i e X_i sono le coordinate del limite inferiore di idratazione ricalcolate per ogni intervallo temporale e m è il coefficiente angolare iniziale della subduzione. Il limite di tetto del cuneo di mantello idrato è variabile in funzione del grado di idratazione iniziale della crosta oceanica ed è descritto dalla funzione $Y_i = m'X_i + q'$, dove m' rappresenta un multiplo dell'angolo di subduzione.

RISULTATI E DISCUSSIONE DELLA SIMULAZIONE

Le prove condotte nella simulazione numerica sono state eseguite per velocità di subduzione di 1 e 5 cm/a e per m' variabile tra 2.5 e 3 volte m , al fine di verificare l'influenza dell'idratazione del cuneo mantello sulla dinamica dell'intero margine attivo e in particolare sullo sviluppo di un riciclo di crosta continentale da porzioni profonde della subduzione a

regioni strutturalmente più superficiali. Inoltre sono stati considerati due limiti inferiori di idratazione rispettivamente di -150 e -200 km. I risultati dalle simulazioni e dei corrispondenti percorsi P-T-t di un marcatore di crosta inferiore rappresentativi per ogni prova effettuata sono rappresentati nelle figure 2 e 3. Al fine di facilitare la localizzazione dei differenti livelli crostali coinvolti nel riciclo subduttivo, colori differenti sono stati utilizzati per rappresentare i marcatori di crosta superiore e inferiore, sebbene fisicamente essi abbiano le medesime proprietà. Una prima osservazione può essere fatta in riferimento alla profondità limite a cui è posta la deidratazione della crosta oceanica, per qualsiasi velocità di subduzione e grado di idratazione, il numero di marcatori di crosta continentale coinvolti nel riciclo è maggiore nei modelli con $Y_{lim} = -200$ km rispetto a quelli con $Y_{lim} = -150$ km; Per una velocità di convergenza di 5 cm/a è osservabile un'influenza della massima profondità di idratazione sulla profondità di picco dei marcatori di crosta riciclati: infatti con una Y_{lim} più elevata le pressioni di picco variano tra i 2.8 e i 2.3 GPa in confronto ai valori di 1.7 e 2.0 GPa ottenuti con un limite di idratazione più superficiale (fig. 2b-d-f, 3b-d). La pressione di picco è influenzata anche dall'ampiezza del cuneo di idratazione (m'), a parità di Y_{lim} : passando da 2.5 a 3 volte m la pressione passa da 0.3 a 0.5 GPa. La temperatura massima raggiunta dai marcatori crostali presenti nel cuneo di idratazione è funzione sia della Y_{lim} che dell'ampiezza del cuneo di idratazione. All'aumento di entrambi i fattori si ha un aumento della temperatura (fig. 3d) con maggiore influenza, però, dell'ampiezza del cuneo di mantello idrato e, quindi, del grado di idratazione imposto. Al variare di m' da 2.5 a 3 m si passa da valori di picco di circa 1100 °C e 980°C per $Y_{lim} = -200$ km a valori variabili tra 900°C e 650°C per $Y_{lim} = -150$ km. Le traiettorie P-T indicano come il riciclo di materiale crostale possa essere attivo fino a livelli crostali superficiali (<0.5 GPa) sia per marcatori di crosta superiore che di crosta inferiore (fig. 2b-d-f, 3b-d). Per una velocità di convergenza di 1 cm/a è sempre osservabile l'influenza, seppur in misura minore, sia della massima profondità di idratazione che del grado di idratazione sulla profondità di picco dei marcatori di crosta presenti nel cuneo di idratazione; infatti con una Y_{lim} più profonda le pressioni di picco variano tra i 2.6 e i 2.5 GPa in confronto a 2.3 e 2.4 GPa delle prove con limite di idratazione più superficiale, entrambi in funzione di m' (fig. 2a-c-e, 3a-c). Non si riscontra una elevata variabilità della temperatura massima (variabile tra gli 800°C e i 900°C) al variare dei parametri di riferimento: ciò è da imputarsi al campo termico riferito ad una velocità di 1 cm/a, caratterizzato da una minore variazione laterale (fig. 2a-c-e, 3a-c). Infine le traiettorie P-T indicano come il trasporto di materiale crostale da regioni profonde verso la superficie si arresti intorno a circa 1 GPa (circa 35 km). A differenza di ciò che accade per una velocità di subduzione di 5 cm/a il controflusso di mantello che si genera per una convergenza di 1 cm/a non è sufficiente per portare materiale crostale a livelli strutturali superficiali (<0.5 GPa) (fig. 2c-e, 3c).

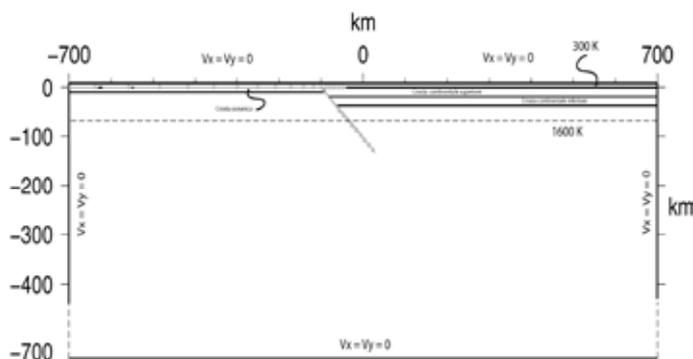


Fig. 1 – Condizioni iniziali e al contorno del modello numerico (in grigio sono rappresentate le velocità fissate per la subduzione forzata; la linea tratteggiata orizzontale rappresenta la profondità dell'isoterma 1600 K all'inizio della simulazione).

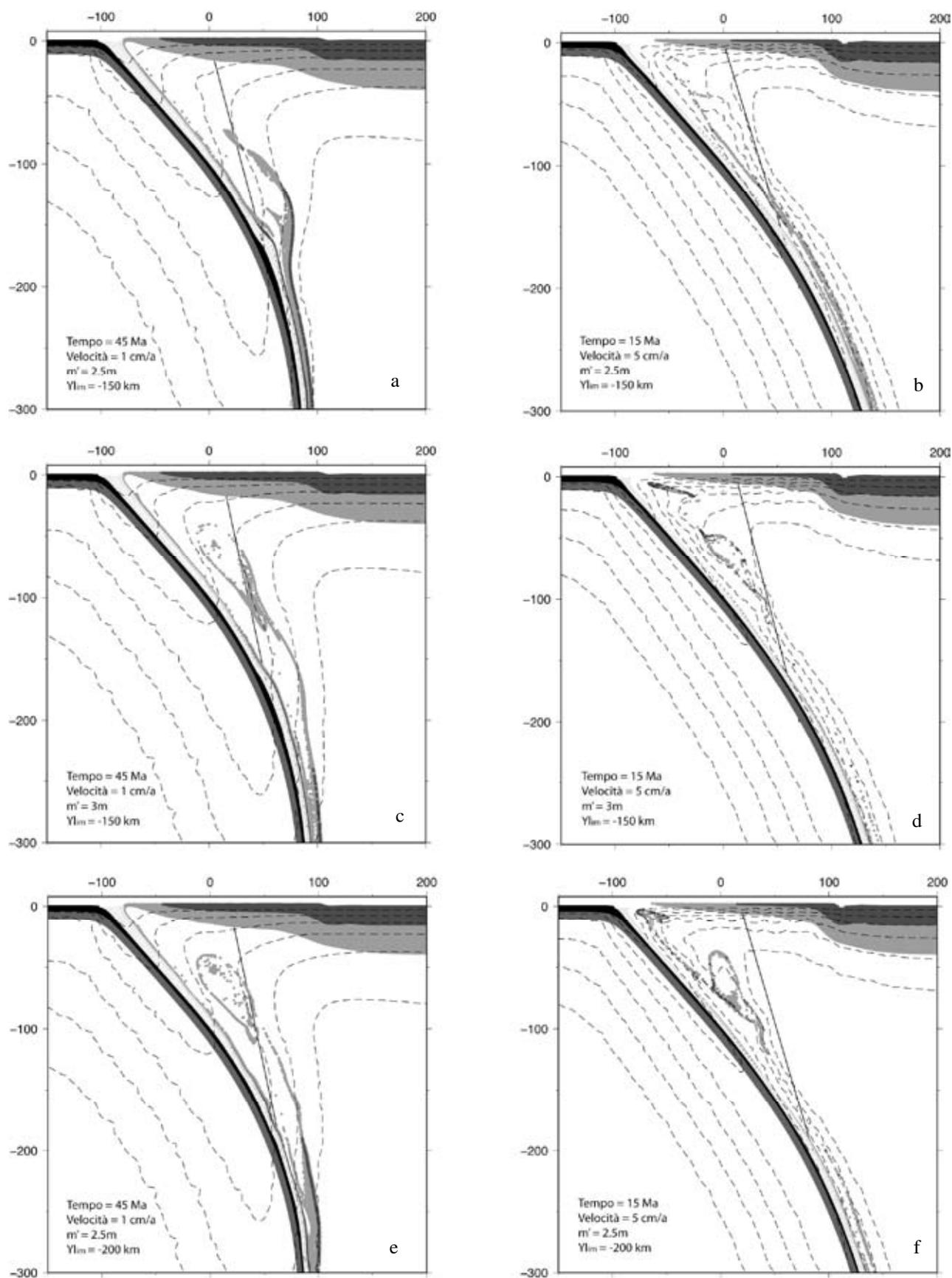


Fig. 2 – Risultati della simulazione numerica: le immagini sul lato sinistro si riferiscono ad una velocità di subduzione di 1cm/a, quelle sul lato destro ad una velocità di 5 cm/a; in nero e grigio scuro è rappresentata la crosta oceanica, in grigio scuro e grigio è rappresentata la crosta continentale e in grigio chiaro i sedimenti; la linea retta rappresenta il limite superiore del cuneo di idratazione per ogni simulazione; le linee tratteggiate sono le isoterme.

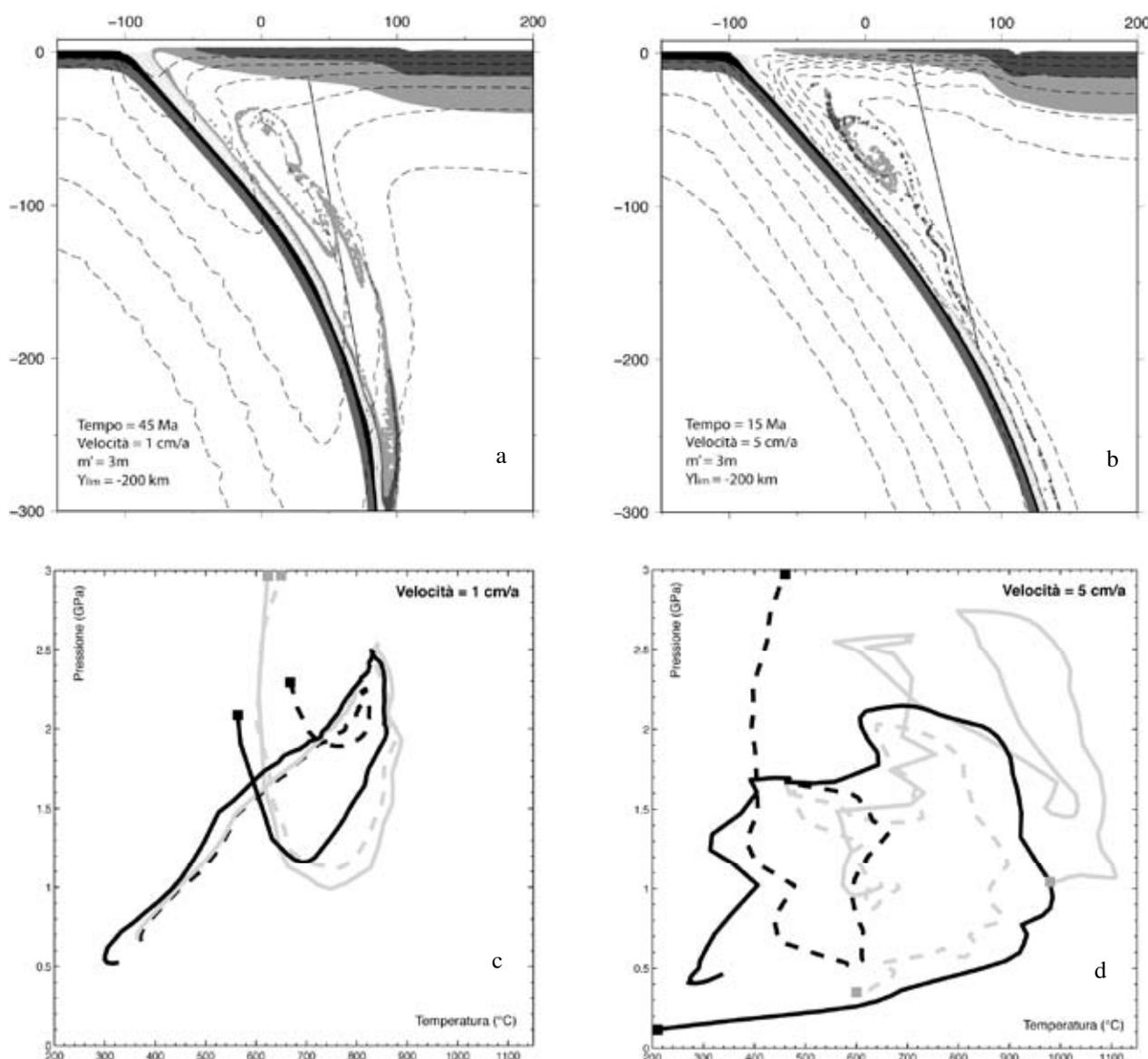


Fig. 3 – a,b) Risultati della simulazione numerica: le immagini sul lato sinistro si riferiscono ad una velocità di subduzione di 1cm/a, quelle sul lato destro ad una velocità di 5 cm/a (rif fig. 2). c,d) Percorsi PT riferiti a marcatori di crosta continentale inferiore per 1 cm/a (sinistra) e 5 cm/a (destra); linea piena $Y_{lim} = -200$ km, linea tratteggiata $Y_{lim} = -150$ km, nero $m' = 2.5$ m, grigio $m' = 3$ m, il quadrato mostra l'ultimo intervallo temporale.

BIBLIOGRAFIA

- ABERS A., VAN KEEKEN P. E., KNELLER E. A., FERRIS A. & STACHNIK J. C., (2006) - *The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge*. Earth Planet. Sci. Lett., **241**, 387-397.
- ARCAÏ D., TRIC E. & DOIN M.P., (2005) - *Numerical simulation of subduction zones. Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics*. Physics of the Earth and Planetary Int., **149**, 133-153.
- BILLEN M. I. & GURNIS M., (2001) - *A low viscosity wedge in subduction zones*. Earth Planet. Sci. Lett., **193**, 227-236.
- GERYA T. V. & STOCKHERT B., (2005) - *Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). **95**, (2).
- MAROTTA A. M. & SPALLA M. I., (2007) - *Permian-Triassic high thermal regime in the Alps: Result of late Variscan collapse or continental rifting? Validation by numerical modeling*. Tectonics. **26**.
- MEDA M., MAROTTA A. M. & SPALLA M. I., (2007) - *Recycling of the Sesia-Lanzo Zone (Italian Western Alps) continental lithosphere during the Alpine subduction*. Rend. Soc. Geol. It., **5**, 152-153.
- RONDENAY S., ABERS G. A. & VAN KEEKEN P. E., (2008) - *Seismic imaging of subduction zone metamorphism*. Geology, **36**, (4), 275-278.
- SCHMIDT M.W. & POLI S., (1998) - *Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation*. Earth Planet. Sci. Lett., **163**, 361-379.